

THOMAS C. W. WOLF

**PALÄO-OZEANOGRAPHISCH-KLIMATISCHE
ENTWICKLUNG DES
NÖRDLICHEN NORDATLANTIKS
SEIT DEM SPÄTEN NEOGEN
(ODP LEGS 105 UND 104, DSDP LEG 81)**

5

GEOMAR REPORT



THOMAS C. W. WOLF

**PALÄO-OZEANOGRAPHISCH-KLIMATISCHE
ENTWICKLUNG DES
NÖRDLICHEN NORDATLANTIKS
SEIT DEM SPÄTEN NEOGEN
(ODP LEGS 105 UND 104, DSDP LEG 81)**

89 S 701/5
GEOMAR
- Bibliothek -
Wachholstr. 1-3
2300 KIEL 14

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
der Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel

Kiel 1991

GEOMAR REPORT 5

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
Christian Albrechts University
in Kiel

Herausgeber: Jörn Thiede

Editor: Jörn Thiede

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
D-2300 Kiel
Wischhofstr. 1-3
Telefon (0431) 7202-0
Telefax (0431) 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
D-2300 Kiel / Germany
Wischhofstr. 1-3
Telephone (49) 431 / 7202-0
Telefax (49) 431 / 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

INHALT TEIL I

I	VORWORT.....	II
II	KURZFASSUNG.....	III
III	ABSTRACT.....	III
1	EINLEITUNG	1
1.1	Ozeanographie der Norwegisch-Grönländischen See und des Nordatlantiks	3
1.2	Bohrlokationen und die regionale geologische Entwicklung	6
2	METHODIK	12
2.1	Probenmaterial	12
2.2	Bestimmung des anorganisch und des organisch gebundenen Gesamtkohlenstoffgehaltes	12
2.3	Grobfraktionsanalyse	16
2.4	Sauerstoffisotopenmessungen	16
2.5	Rasterelektronenmikroskopie	17
2.6	Aufstellung der Alters/Tiefen-Beziehungen...	17
2.7	Akkumulationsratenberechnungen	17
3	PALÄO-OZEANOGRAPHISCH-KLIMATISCHE RELEVANZ DER UNTERSUCHTEN SIGNALTRÄGER.....	20
3.1	Die Parameter des Gesamtsedimentes	20
3.2	Die Bedeutung von Hiaten	22
3.3	Die Parameter der Sedimentfraktion > 63µm	22
3.4	Limitierende Faktoren	24
4	VARIABILITÄT UND VERÄNDERLICHKEIT DER SPÄTNEOGENEN SEDIMENTE	24
4.1	Stratigraphie.....	24
4.1.1	Stabile Isotope	24
4.1.2	Alters/Tiefen-Modelle und lineare Sedimentationsraten	25
4.1.3	Hiaten	28
4.2	Qualifizierung und Quantifizierung des Gesamtsedimentes	29
4.2.1	Korngrößenverteilungen	29
4.2.2	Calciumkarbonatgehalt und organischer Kohlenstoffgehalt	38
4.2.3	Akkumulationsraten der Gesamtsedimentparameter	41
4.3	Qualifizierung und Quantifizierung der Grobfraktion > 63µm	43
4.3.1	Partikelzusammensetzung	43
4.3.2	Akkumulationsraten der Partikel	55

5	VERGLEICH DER SEDIMENTOLOGISCHEN UND PALÄONTOLOGISCHEN BEFUNDE	67
5.1	Norwegische See	67
5.2	Nordatlantik	70
6	SPÄTNEOGENE PALÄO-OZEANOGRAPHIE UND -KLIMA IM NÖRDLICHEN NORDATLANTIK	72
7	SCHLUßFOLGERUNGEN	77
8	LITERATUR	78

ANHANG

- A 0 Tafel 1
- A 1 Abkürzungen
- A 2 Abbildungen
- A 3 Tabellenverzeichnis

INHALT TEIL II¹

- A 3 Tabellen

¹ Der Teil II (Datenanhang) kann als Kopie bei GEOMAR, Forschungszentrum für Marine Geowissenschaften der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Wischhofstraße 1-3, Geb. 4, D-2300 KIEL 14, FRG eingesehen werden.

IVORWORT

Die Geologie als beschreibende Wissenschaft hat vor allem seit den DSDP/ODP-Bohrprogrammen einen grundlegenden Wandel durchgemacht. Gelang es doch, erstmals Sedimentkerne vom Meeresboden zu gewinnen, die einen längeren Abschnitt der Erdgeschichte überlieferten und damit den Blick durch ein kleines Fenster in eine Welt gestatteten, die immerhin fast 70 Prozent der Erde umfaßt. Mit der Zeit entwickelten sich neue Schwerpunkte wie die Paläo-Ozeanographie und die Paläoklimatologie, die sich modellhaft mit vergangenen dynamischen Prozessen befassen. Prof. Dr. E. Seibold schrieb einmal, daß der Geologe versuchen muß, durch quantitatives Vorgehen zu Gesetzen oder doch zu generellen Ableitungen zu kommen, aber auch zu besseren und verbindlicheren qualitativen Aussagen für die Erdgeschichte. Die Schritte von einer rein beschreibenden Arbeitsweise zu einem Modell, das vergangene dynamische Prozesse erklärt, wird im Regelfall von der Hoffnung begleitet, daß es Gültigkeit besitzt. Vieles unterliegt noch Veränderungen und muß unvollständig bleiben. Daher ist jede Kritik willkommen.

In den letzten dreieinhalb Jahren hatte ich das Glück, in der ODP-Arbeitsgruppe um Prof. Dr. J. Thiede mitarbeiten zu können. Ihnen, Herr Prof. J. Thiede, danke ich herzlich für die intensive Anteilnahme an dieser Arbeit, die Anregungen und Ratschläge. Mein Dank gilt auch Ihrer groß zügigen Bereitstellung von finanziellen Mitteln, die die Teilnahme an nationalen und internationalen Tagungen ermöglichte, von denen zahlreiche Inspirationen für diese Arbeit ausgingen.

Die ODP-Arbeitsgruppe "Nordatlantik" begleitete, stets diskussionsbereit, kritisch und belebend diese Arbeit. Herzlich danken möchte ich Frau Dr. D. Spiegler, Herrn Dr. R. Henrich, Herrn Dr. G. Bohrmann, Herrn Dr. P. Hempel und Herrn Dr. S. Locker. Mein Dank gilt auch unseren auswärtigen Kollegen, insbesondere Frau Dr. L. Osterman, Frau Dr. J. Sjöholm, Herrn Dr. B. Goll, Herrn Dr. E. Jansen, Herrn Dr. O. Nielsen, Herrn Dr. T. Vorren, Herrn Dr. R. Stein und Herrn Dipl.-Geol. R. Stacks, mit denen gemeinsam Probenmaterial bearbeitet wurde.

Für die großartige Unterstützung bei den Labor- und EDV-Arbeiten danke ich herzlichst: Frau Dipl.-Geol. A. Brumm, Frau D. Meinold, Frau E. Groth, Frau B. Krämer, Frau S. Wenghöfer, Frau I. v. Campenhausen, Frau N. Silva-Send, Herrn Dipl.-Geol. C. Wieger, Herrn A. Hamich, Herrn V. Schacht, Herrn J. Müller, Herrn Dipl.-Geol. A. Dettmer, Herrn Dipl.-Geol. J. Rust und Herrn Dipl.-Geol. A. Freiwald.

Frau N. Biebow, Frau A. Harder und Frau K. v. Kistowski danke ich für die langjährige Hilfe bei den

Auszähl- und Laborarbeiten, ohne die diese Arbeit anders aussehen würde.

Danken möchte ich herzlich der Arbeitsgruppe um Herrn Prof. Dr. M. Sarnthein, insbesondere Herrn Dr. R. Tiedemann, Herrn Dipl.-Geol. P. Weinholz, Frau Dr. H. Kassens und Frau Dr. E. Vogelsang für die freundliche Diskussionsbereitschaft, die zur Verfügungstellung und die Einweisung auf das Computerprogramm zur Umrechnung der Alters / Tiefenpunkte.

Bei den Sauerstoffisotopenmessungen waren Herr Dr. H. Erlenkeuser, Herr Dr. K. Winn, Frau Dr. D. Spiegler und Frau M. Evers behilflich. Ihnen sei gedankt.

Während der Rasterelektronenmikroskopie half Herr Dipl.-Geol. U. Grützmaker. Herzlichen Dank.

Ihnen, Frau U. Schuldt, danke ich für die fototechnischen Arbeiten in der Endphase dieser Arbeit.

Ihnen, Frau Ortrud Runze und Frau Jayne Welling, danke ich herzlich für die Durchsicht des Manuskriptes und für die Hilfestellung bei der englischen Übersetzung.

Danken möchte ich der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die dieses Projekt finanziell förderte.

Besonderer Dank gilt meiner Mutter und meinen Geschwistern. Ohne ihre Unterstützung wäre diese Arbeit nicht entstanden.

Der Dank, der meinen Freunden und Kollegen Kristin Gunnarsdottir, Andrea Schröder, Karl-Heinz Baumann und Jens Matthießen insbesondere für die lebhaften Diskussionen, für die kritischen Anmerkungen zum Manuskript, die unermüdliche Unterstützung bei den nicht enden wollenden EDV-Diagrammen und Zeichnungen und die aufmunternden Worte in der Schlußphase, gebührt, läßt sich nur schwer in Worten ausdrücken.

I KURZFASSUNG

An Proben der ODP-Bohrungen 646 (Labrador See), 643, 642 und 644 (Vöring Plateau) und der DSDP-Bohrung 552 (Rockall Plateau) sind detaillierte sedimentologische Untersuchungen durchgeführt worden. Sie umfassen die Bestimmung der Calciumkarbonat- und organischen Kohlenstoffgehalte und die Differenzierung der Partikel der Grobfraction $>63\mu\text{m}$.

Sowohl die Gesamtsedimentparameter als auch die Partikelzusammensetzungen gestatten, ein Modell der paläo-ozeanographischen und -klimatischen Entwicklung ab dem späten Neogen zu entwickeln.

Agglutinierende Foraminiferen dominieren die Benthosfauna in der Labrador See zwischen 10 und 4.0 Ma. Diese belegen zusammen mit erhöhten Anteilen von kieseligen Planktonpartikeln, die zeitgleich auf dem Vöring Plateau nachgewiesen werden konnten, Intervalle von korrosiveren und nährstoffreicheren Wassermassen, die insbesondere mit relativen Meeresspiegeltiefständen korrelieren. Für diese Zeitabschnitte wird ein verminderter Einstrom von atlantischen Wassermassen in die Norwegische See angenommen. Als Quelle der korrosiveren und nährstoffreicheren Wassermassen wird der arktische Ozean angesehen.

Das Auftreten von subpolarem Plankton im Bereich des Vöring Plateaus dokumentiert während relativer Meeresspiegelmehrstände den verstärkten Transport von atlantischem Oberflächenwasser in die Norwegisch-Grönländische See. In diesen Phasen deuten kalkige benthische Foraminiferen in der Labrador See auf ein sauerstoffreiches DSOW. Die Zusammensetzung des DSOW änderte sich im Neogen zwischen 10.0 und 4.0 Ma stärker als in dem Zeitraum ab 4.0 Ma. Ab 4.0 Ma konnten keine agglutinierenden benthischen Foraminiferen mehr nachgewiesen werden. Dieser Wechsel in der Sedimentation dokumentiert eine verstärkte Intensität von NSDW ab 4.0 Ma.

Im Zeitraum von 10.0 bis 4.0 Ma läßt sich in der Labrador See und der Norwegischen See ein nahezu zeitgleiches Auftreten von terrigenem Material beobachten. In den vergangenen 4.0 my tritt der terrigene Eintrag zeitverzögert zuerst in der Labrador See, danach auf dem Vöring Plateau und Rockall Plateau auf. Hieraus läßt sich ein N-S und ein E-W Temperaturgradient ableiten, der für das zeitlich unterschiedliche Auftreten von terrigenem Material verantwortlich ist.

Eine Abkühlungsphase um 5.4 Ma im Bereich des Vöring Plateaus wird durch terrigene Einträge belegt. Zwar läßt sich kein kausaler Zusammenhang herstellen, dennoch erscheint die zeitliche Übereinstimmung mit dem Messinian 'Event' eine Verbindung zu implizieren.

Es läßt sich annehmen, daß der Wechsel in den Wassermassen und Strömungsintensitäten um 4.0 Ma mit dem Schließen des Isthmus von Panama in Verbindung steht.

III ABSTRACT

Bulk sediment measurements and analyses of the >63 micron particle input of samples from ODP-Sites 646 (Labrador Sea), 643, 642 and 644 (Vöring Plateau) and DSDP-Site 552 (Rockall Plateau) enable us to reconstruct the variability of sediment flux as a function of paleoceanographic and paleoclimatic changes in the Norwegian-Greenland and Labrador seas.

Between 10.0 and 4.0 Ma agglutinated benthic foraminifers dominate the benthos fauna in the Labrador Sea. Together with the simultaneous occurrence of siliceous planktonic particles documented at the Vöring Plateau, these data indicate corrosive and nutrient-rich water masses during the intervals which correlate to relatively low sea levels. Additionally, the transport of Atlantic water masses was reduced. The Arctic Ocean is considered to be the source of corrosive and nutrient-rich water masses.

The occurrence of subpolar plankton documents the increase of North Atlantic surface water into the Norwegian-Greenland Sea during relatively high sea levels. At the same time calcareous benthic foraminifers indicate oxygenated DSOW in the Labrador Sea.

The composition of DSOW changes more significantly in the Neogene between 10.0 and 4.0 Ma. Terrigenous particles occur contemporaneously both in the Labrador Sea and the Norwegian Sea between 10.0 and 4.0 Ma. The last 4 Ma are characterized by a time-transgressive occurrence of terrigenous input, first in the Labrador Sea, later on the Vöring Plateau and the Rockall Plateau. As a consequence, a temperature gradient which is responsible for the time-transgressive occurrence of terrigenous material, can be derived.

The deterioration on the Vöring Plateau around 5.4 Ma is documented by terrigenous input. This climatic change may be linked to the Messinian salinity crisis, although a causal connection cannot be inferred.

Furthermore, evidence is presented, indicating that the change in water masses and current intensity around 4.0 Ma may be correlated with the closure of the Isthmus of Panama.

Was ist das Allgemeine? Der einzelne Fall
Was ist das Besondere? Millionen Fälle
J.W.v.Goethe

1 EINLEITUNG

Forschungsgegenstand

Wie sah das paläo-ozeanographisch-klimatische Szenario im späten Neogen und Quartär im Nordatlantik und in der Norwegisch-Grönländischen See aus? Welche Strömungssysteme und Wassermassen beeinflussten oder steuerten die Sedimentation? Die Untersuchung der langfristigen Änderungen von Ozeanographie und Klima ab dem späten Neogen bietet die Möglichkeit gewonnene Erkenntnisse, einerseits zu Vergleichszwecken, andererseits zur Beurteilung heutiger ozeanographischer und klimatischer Umweltveränderungen zu nutzen. Unter diesem Aspekt entwickelte sich das Interesse, die Zusammenhänge zwischen Paläo-Ozeanographie/Klima und Sedimentation in höheren Breiten zu ergründen und sedimentologische Para-

meter, die als mögliche Signalträger fungieren, systematisch zu analysieren und Antworten auf die Fragen zu suchen: Gibt die Zusammensetzung des Gesamt-sedimentes Hinweise auf paläo-ozeanographisch-klimatische Veränderungen? Lassen Variationen in der Partikelassoziatio- der Grobfaktion Rückschlüsse auf paläo-ozeanographisch-klimatische Verhältnisse zu?

Das Wissen über die Veränderlichkeit der fossilen Ablagerungen in hohen Breiten und ihre paläo-ozeanographisch- klimatische Deutung seit dem späten Neogen ist bis heute lediglich fragmentarisch bekannt (THIEDE et al. 1989). Dieses liegt zum einen an den bisher nur wenigen zur Verfügung stehenden Bohrungen (Abb. 1.2) und zum anderen an dem unzureichenden Verständnis, in welcher Art und Weise Signale die zum Teil komplexen ozeanographischen-tektonischen-atmosphärischen (OTA) Wechselbeziehungen und Rückkopplungseffekte in spätneogenen Sedimenten überliefern (Abb.1.1). Der terrigene Partikeleintrag in den Ozean, die Partikelproduktion in der Wassersäule, deren räumliche Verteilung und Akkumulation am Meeresboden, also das generelle Sedimentationsgeschehen wird, im allgemeinen als das Resultat der ursächlich verantwortlichen OTA-Rahmenbedingungen aufgefaßt.

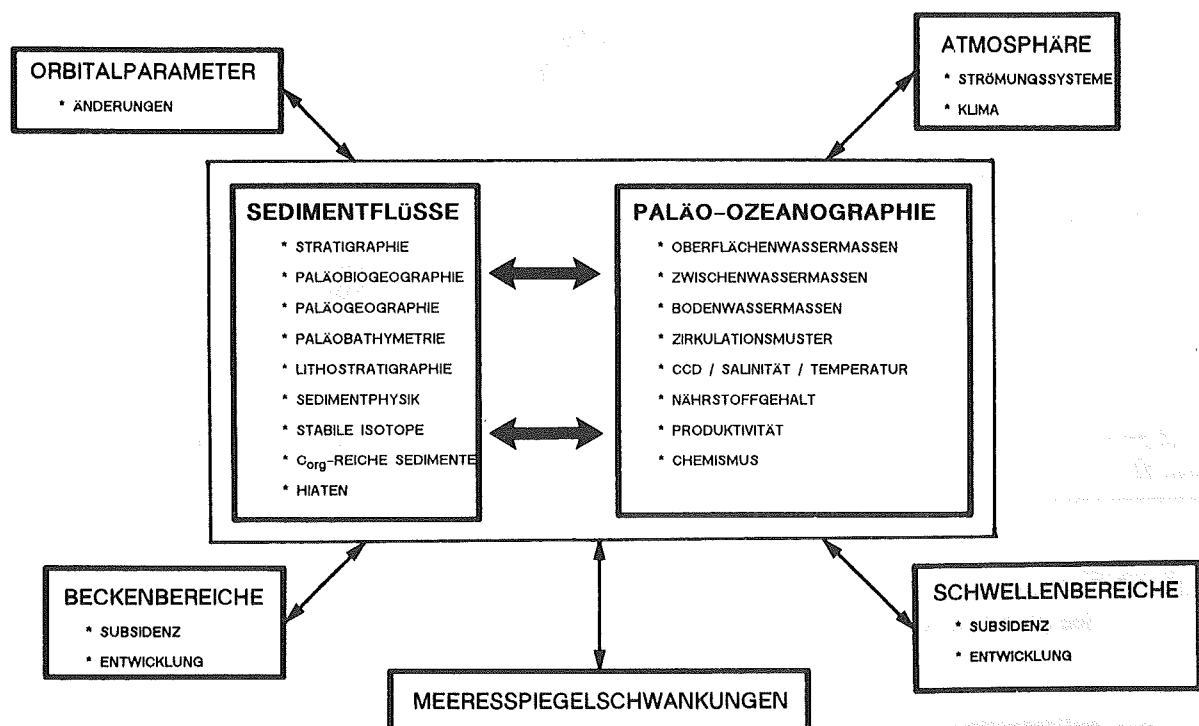


Abb. 1.1: Direkte Wechselbeziehungen zwischen den ozeanographisch- tektonisch-atmosphärischen Rahmenbedingungen und der Sedimentation.

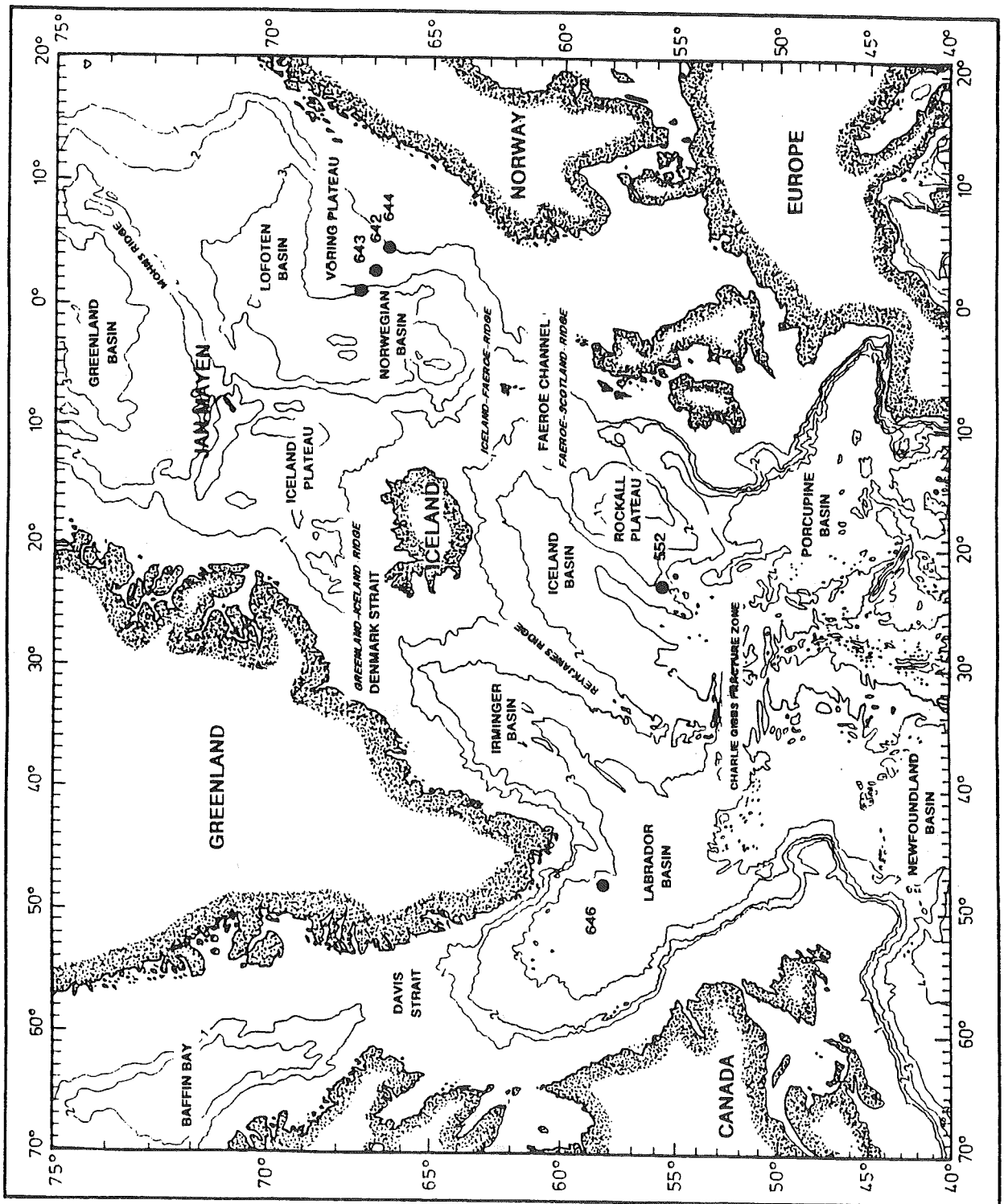


Abb. 1.2: Bathymetrie; regionale Gebiete und Namensgebung im Nordatlantik und der Norwegisch-Grönländischen See (Bohrlokationen mit Punkt gekennzeichnet).

Das Anliegen dieser Arbeit ist jedoch nicht ausschließlich die Beschreibung regionaler Ablagerungsräume ab dem späten Neogen, da sie nur eine Wirkung reflektieren, deren Ursachen in einer Anzahl von OTA-

Rahmenbedingungen begründet sind. Auskünfte hinsichtlich dieser Bedingungen geben Antworten auf die Fragen:

Wie entwickelte und veränderte sich der Ost-Grön-

land Strom? Welchen Einfluß hat das Auftreten des Dänemark-Straßen 'overflow' Wassers ab dem späten Neogen? Gibt es zwischen diesem späneogenen 'overflow' Wasser und der Bildung von Tiefenwasser in der Norwegischen See einen Zusammenhang? Welchen Änderungen unterlag der Einstrom von atlantischen Wassermassen in die Norwegische See im betrachteten Zeitintervall? Ab welchem Zeitpunkt lassen sich Indizien für eine graduelle Abkühlung der nördlichen Hemisphäre nachweisen und welche Variationen sind ab dem späten Miozän erkennbar? Läßt sich eine Verflechtung mit tektonischen Ereignissen erkennen?

Ziel dieser Arbeit ist, die zu bestimmten Zeiten herrschenden OTA-Rahmenbedingungen ab dem späten Neogen zeitlich hochauflösend zu erfassen und für den Nordatlantik und die Norwegische See ein modellhaftes, großskaliges paläo-ozeanographisch/klimatisches Szenario zu entwickeln.

Bisherige Untersuchungen

Zur Entwicklung der Paläo-Ozeanographie/-Klima ab dem späten Miozän liegen eine Reihe von Interpretationen aus den Gebiet des Nordatlantiks und der Norwegisch-Grönländischen See vor (u.a. LAUGHTON et al. 1972, RUDDIMAN & MCINTYRE 1977, RUDDIMAN & GLOVER 1977, SCHRADER et al. 1976, RAYMO et al. 1987, RUDDIMAN et al. 1986, BERGGREN & SCHNITKER 1983, BALDAUF et al. 1989, HENRICH et al. 1989a, THIEDE et al. 1989). Sie sind im wesentlichen auf die Zusammenfassung der regional geprägten Einzeldaten unterschiedlicher zeitlicher Auflösung von DSDP/ODP-Bohrungen beschränkt. Dem Eintrag von eistransportiertem Material in der Norwegisch-Grönländischen See im Plio-/Pleistozän gingen WARNKE & HANSEN (1977) nach. Hochauflösende sauerstoffisotopenstratigraphische Untersuchungen zur Entwicklung des Paläoklimas wurden für das Quartär und Pliozän durchgeführt (SHACKLETON & HALL 1984, JANSEN & ERLÉNKEUSER 1985, JANSEN et al. 1989, AKSU & HILLAIRES-MARCEL 1989, VOGELSANG 1990). Eine umfangreiche sedimentologische Bearbeitung von Ablagerungen primär des Holozäns und Pleistozäns der Norwegisch-Grönländischen See gestattete, die Entwicklung dieses Sedimentationsraumes zu rekonstruieren (KELLOGG 1975, 1977, 1980, VORREN et al. 1984, HENRICH et al. 1989b, RAMM 1988, KASSENS 1990, VOGELSANG 1990). Sowohl die regionale Differenzierung der Ablagerungsgebiete, als auch die Massenbilanzierung des Sedimenteintrages im Känozoikum und deren Implikation bezüglich der Paläo-Ozeanographie im Nordatlantik stellten EHRMANN & THIEDE (1985) vor.

Untersuchungsansatz

Unter Berücksichtigung des oben angesprochenen Kenntnisstandes und der entsprechenden Modellvorstellungen, entwickelte sich die hier angewandte Untersuchungsstrategie, die lithologische Zusammensetzung von Sedimenten der DSDP/ODP-Bohrungen (646, 643, 642, 644, 552) ab dem oberen Neogen zu analysieren. Die aufgrund der Zielsetzung angestrebte hohe zeitliche Auflösung bedeutete einerseits, an umfangreichen Probensätzen eine Vielzahl von Daten zu erfassen, andererseits einen Kompromiß in der detaillierten Bearbeitung zu finden. Die durchgeführten Untersuchungen umfassen demzufolge:

- a) Die Qualifizierung und Quantifizierung des Gesamtsedimentes (Erfassung von: organischem Kohlenstoffgehalt, Calciumkarbonatgehalt, Korngrößenverteilung).
- b) Die Qualifizierung und Quantifizierung der Grobfraction $>63\mu\text{m}$ (Erfassung der Partikelzusammensetzung).

Ergänzende Untersuchungen, wie die Messung stabiler Isotope (Optimierung der verwendeten Zeitskala) und die Rasterelektronenmikroskopie spezieller Komponenten (Oberflächenstruktur von Quarzkomponenten), führten zu einer Verbesserung der Aussagefähigkeit. Die Bearbeitung der Bohrungen 644 und 552 sollte in erster Linie die Frage klären, in welchen Zeitabschnitten des späten Pliozäns eistransportiertes Material auftrat. Bei der Interpretation von Variationen biogener Komponenten lieferten die umfangreichen Detailstudien anderer Bearbeiter (in SRIVASTAVA et al. 1989, in ELDHOLM et al. 1989), die teilweise identische Probensätze bearbeiteten, wertvolle Hinweise. Diese paläontologischen Daten werden mit den Pauschaldaten der sedimentologischen Untersuchungen verknüpft. Die Erstellung eines Modells der Entwicklung von Paläo-Ozeanographie und -Klima ab dem späten Neogen für den Nordatlantik und die Norwegisch-Grönländische See soll aus der Zusammenschau aller Daten abgeleitet werden.

1.1 Ozeanographie der Norwegisch-Grönländischen See und des Nordatlantiks

Bathymetrie

Die Ausbreitung und der Austausch von Wassermassen im Untersuchungsgebiet sind durch die komplexe Bathymetrie (PERRY 1986) maßgeblich beeinflusst (Abb.1.2). Sie läßt sich generell kennzeichnen durch: a) Beckenbereiche mit Wassertiefen um 3000m

(Grönland Becken, Lofoten Becken, Norwegen Becken, Island Becken, Irminger Becken, Labrador Becken); b) Plateaubereiche mit Wassertiefen zwischen 1000m und 1500m (Vöring Plateau, Island Plateau, Rockall Plateau); c) Schwellenbereiche mit Wassertiefen zwischen 400m und 600m (Grönland-Island Rücken, Island-Faeroer Rücken, Faeroer-Schottland Rücken, Davis Straße); d) Tiefenwasserverbindungen mit Wassertiefen zwischen 3000m und 4000m (Charlie Gibbs Bruchzone, Fram Straße).

Oberflächenzirkulation

Die Oberflächenwassersphäre (DICKSON et al. 1988, JOHANNESSEN 1986) wird durch die starken Temperatur- und Salinitätsgradienten charakterisiert (Abb.1.3), die ihrerseits entsprechende Frontensysteme hervorrufen, die saisonale See-/Packeisbildung begünstigen. Zwei dominante Strömungssysteme treten in der Norwegisch-Grönländischen See und im Nordatlantik auf (Abb.1.3). Einerseits transportiert die "North Atlantic Drift" (NAD), beziehungsweise der "Norwegian Current" (NC) als dessen nördlicher Ausläufer, relativ warmes und höher salines Oberflächenwasser nach Norden (JOHANNESSEN 1986, HOPKINS 1988, TRANGELED 1974, WENZEL 1986), andererseits transportiert der "East Greenland Current" (EGC) kaltes, geringer salines Oberflächenwasser nach Süden.

Der Einstrom der atlantisch geprägten Oberflächenwassermassen in die Norwegische See erfolgt über den "Faeroe-Channel" und das Seegebiet zwischen Island und den Faeroer-Inseln. Die polar geprägten Oberflächenwassermassen des "East Greenland Current" (EGC) gelangen durch die Fram Straße vom Arktischen Ozean in die Grönländische See und strömen über die Dänemark Straße in den westlichen Nordatlantik. Ausläufer des EGC beeinflussen als "West Greenland Current" (WGC) und "Labrador Current" (LC) das Seegebiet zwischen Grönland und Kanada.

Aufgrund von Vermischungsvorgängen zwischen diesen unterschiedlichen Wassermassen (NC/EGC) und der komplexen Bathymetrie kommt es sowohl zu großskaligen, als auch zu kleinskaligen Wirbelbildungen in den Bereichen nördlich von Jan Mayen, der Island-See und des zentralen Nordatlantiks (TRANGELED 1974, WENZEL 1986, KOLTERMANN 1987).

Die Tiefenwassermassen

Der Grönland-Schottland-Rücken trennt die Norwegisch-Grönländische See von dem Nordatlantik und beeinflusst in markanter Weise den Tiefenwasseraustausch zwischen beiden Seegebieten. Die komplexen physiographischen Verhältnisse (Abb.1.2) und auch

der breitenabhängige starke Einfluß klimatischer Schwankungen bewirkt charakteristisch unterschiedliche Tiefenwassermassen (Abb.1.4).

In der Norwegisch-Grönländischen See wurden schon in sehr frühen Untersuchungen "kalte und schwere" Tiefenwassermassen beschrieben (HELLAND-HANSEN & NANSEN 1909). Neuere Untersuchungen (MOSBY 1959, SWIFT & AAGAARD 1981, AAGAARD et al. 1985, MEINCKE 1983, KOLTERMANN 1987, JOHANNESSEN 1986) unterscheiden das "Greenland Sea Deep Water" (GSDW) und das "Norwegian Sea Deep Water" (NSDW). Das GSDW entsteht einerseits durch absinkendes Oberflächenwasser der Grönland-See, das saisonal durch Konvektionsprozesse in die Tiefe gelangt, wobei die Zunahme der Dichte in erster Linie durch eine Temperaturabnahme gesteuert wird (KOLTERMANN 1987, MEINCKE pers. Mitt.). Andererseits vermischt es sich mit "Eurasian Basin Deep Water" (EBDW), das im westlichen Bereich der "Fram Strait" in das Grönland-Becken gelangt (SWIFT & KOLTERMANN 1988, AAGAARD et al. 1985, SMETHIE et al. 1986). Über Tiefenwasserverbindungen im Mittelozeanischen Rücken (z.B. "Jan Mayen Fracture Zone") gelangt das Mischprodukt GSDW und EBDW in das Lofoten- und Norwegenbecken. Unter Beimischung von Bodenwasser ("brine formation") und intensiv abgekühltem atlantischen Oberflächenwasser ("hypercooling"), das im Bereich der Barentssee gebildet wird, entsteht NSDW (SWIFT & KOLTERMANN 1988). Die genauen Zirkulationsmuster und ihre Auswirkungen auf die Sedimentation sind bislang noch ungeklärt. Lediglich die Ausbildung eines zyklonalen Wirbels in der Grönlandsee und der Transfer durch die Jan Mayen Fracture Zone sind bekannt (SWIFT & KOLTERMANN 1988).

Aus dem Bereich der Islandsee werden dem NSDW weiterhin noch Komponenten von "North Iceland Winter Water" (NIWW), "East Iceland Winter Water" (EIWW) und "Arctic Intermediate Water" (AIW) beigemischt (MÜLLER et al. 1979). Die Wassermasse, die in drei Gebieten (Dänemarkstraße, Seegebiet zwischen Island und Faeroer-Inseln, Faeroerkanal) zum "overflow" Wasser wird, setzt sich zu einem wesentlichen Anteil aus NSDW zusammen (MÜLLER et al. 1979). Im Bereich der Dänemarkstraße enthält das "overflow" Wasser neben der Komponente AIW zusätzlich noch "Polar Intermediate Water" (PIW) (MÜLLER et al. 1979).

Das NSDW als gut "durchlüftete" Wassermasse speist nach dem "overflow" das "North Atlantic Deep Water" (NADW), eine Wassermasse, die aufgrund ihrer physiko-chemischen Eigenschaften über den gesamten Weltozean verfolgt werden kann. Diese Wassermasse dominiert im gesamten Nordatlantik und wird zusätzlich noch von tieferen Wassermassen gespeist, die sich

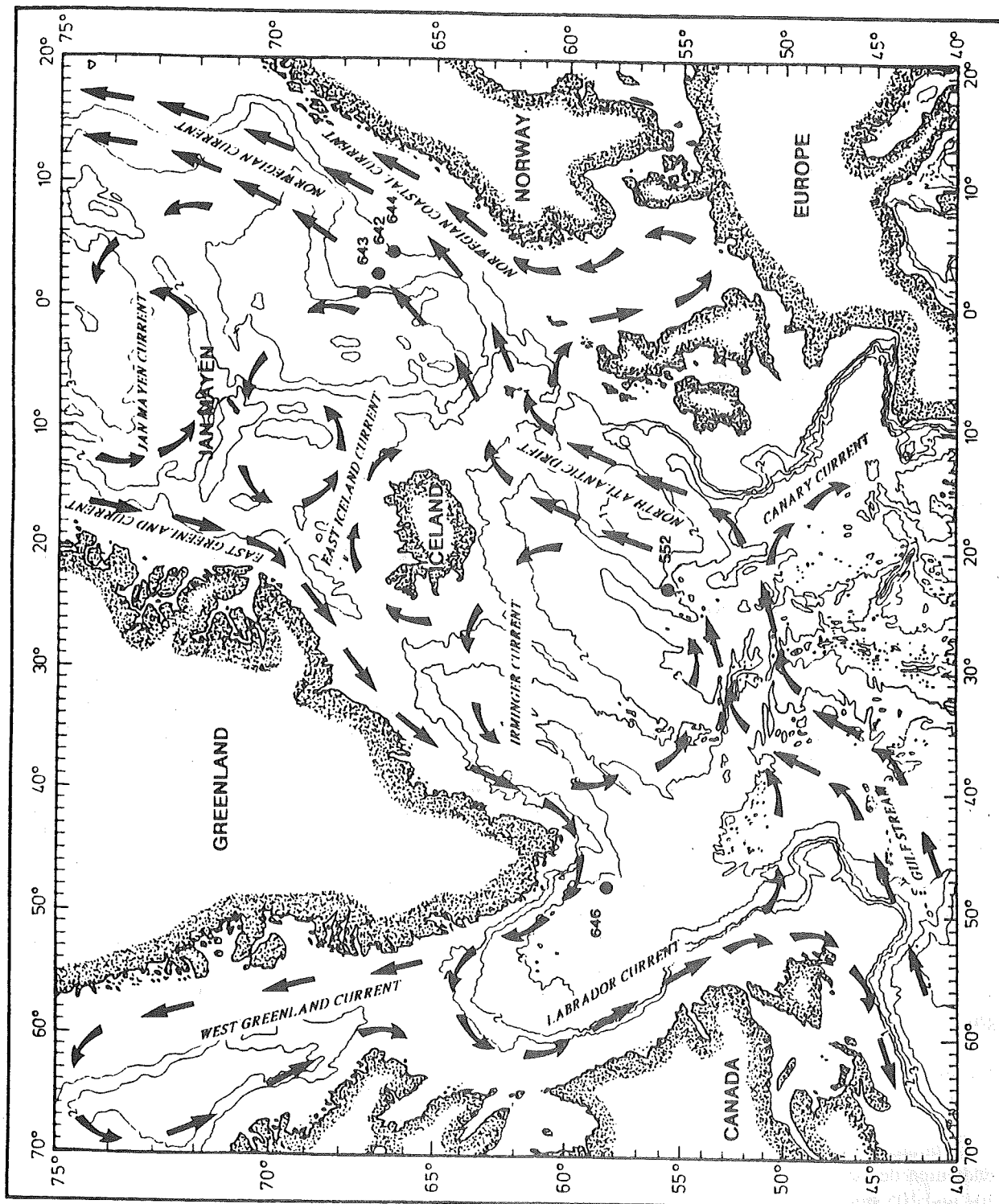


Abb. 1.3: Vereinfachte Darstellung der Oberflächenwassermassen Zirkulation (nach DIETRICH et al. 1980).

im westlichen Nordatlantik als "North West Atlantic Bottom Water" (NWABW) und im östlichen Nordatlantik als "North East Atlantic Deep Water" (NEADW) ansprechen lassen (SWIFT 1984). NWABW setzt sich aus

"Denmark Strait Overflow Water" (Gemisch aus NSDW, AIW, PIW) und "Labrador Sea Water" (LSW) und "Irminger Sea Water" (ISW) zusammen (MÜLLER et al. 1979). Das NEADW ist durch einen höheren Salzge-

halt charakterisiert, der mit einer Zumischung von "Mediterranean Outflow Water" MOW erklärt wird (REID 1978, REID 1979, SWIFT 1984). WENZEL (1986) bestätigt diese Annahme einer von Süden nach Norden verlaufenden Strömung in ca. 1000m Wassertiefe. LOUBERE (1987) und VERGNAUD-GRAZZINI et al. (1989) dokumentieren aufgrund biostratigraphischer und isotopengeologischer Untersuchungen an benthischen und planktonischen Foraminiferen den Einfluß des MOW im östlichen Nordatlantik.

Die Zirkulationsmuster des NEADW und des NWBW sind tiefenabhängig stark variabel (WENZEL 1986). Generell gibt WENZEL für den Tiefenwasserkörper in 1000m Wassertiefe einen großräumigen zyklonalen Wirbel an, in den Teile des Overflow-Wassers eingespeist werden. In 2000m Wassertiefe gibt er verringerte Strömungsgeschwindigkeiten und einen antizyklonalen Wirbel an. Insgesamt ist die Tiefenwasserzirkulation ab ca. 2000m, in der die für den Nordatlantik typischen Driftsedimentationskörper auftreten, von der Physiographie des Meeresbodens stark beeinflusst. In Wassertiefen um ca. 3000m ist ein Wassermassenaustausch vom östlichen ins westliche Becken nur durch die "Fracture Zones" des mittelozeanischen Rückens (z.B. Charlie Gibbs Fracture Zone, CGFZ) möglich. Der Transport von Wassermassen durch die CGFZ reicht bis weit in das Labrador Basin und führt dort zur Entstehung der Gloria Drift (Abb.1.4).

Weitere Driftsedimentationskörper (DICKSON & KIDD 1987, KIDD & HILL 1987, STOW & HOLBROOK 1984, DAVIES & LAUGHTON 1972) treten typischerweise in Wassertiefen von 1500 bis 250 an den Flankenbereichen des Rockall Plateaus, des MOR und des Ost-Grönländischen Kontinentalhanges auf (Abb. 1.4). Sie stehen in enger Beziehung zu den einzelnen Zirkulationsstockwerken des NEADW und des NWABW und der Ausbildung von "Contour Currents" unter entsprechenden morphologischen Randbedingungen.

1.2 Bohrlokationen und die regionale geologische Entwicklung

Detaillierte Positionsangaben, Wassertiefen und Endteufen der DSDP/ODP-Bohrungen der Legs 81, 104 und 105 sind in der Tabelle 1 dokumentiert. Die entsprechenden geophysikalischen Meßlinien, deren seismische Interpretationen und die zusammenfassenden lithologischen Beschreibungen des erbohrten Materials (Abb.1.5-1.7) verdeutlichen die regionalen tektonisch-geologischen Gegebenheiten. Um der Zielsetzung dieser Arbeit gerecht zu werden (vgl. Kap. 1), wurde bei der Auswahl der hier bearbeiteten Bohrungen einerseits auf das Vorhandensein einer hochauflösenden detaillierten Stratigraphie geachtet, die gestattet

eine hohe zeitliche Auflösung zu erreichen, andererseits sollten die Bohrlokationen im Bereich der Hauptströmungssysteme NAD, EGC und NC liegen (Abb.1.3).

Tabelle 1

Kenndaten der DSDP/ODP-Bohrungen

Leg Nr.	105	104	104	104	81
Bohrungs Nr.	646	643	642	644	552
Position					
Breite	58°12,5 99'N	67°42,9 00'N	67°13,5 00'N	66°40,7 00'N	56°02,5 60'N
Länge	48°22,1 47'W	01°02,0 00'E	02°55,7 00'E	04°34,6 00'E	23°13,8 80'W
Wassertiefe	3450,80 m	2779,8 0m	1292,70 m	1226,3 m0	2301,00 m
Durchteufte Sed.-Mächtgkt.	0766,70 m	0565,2 0m	1229,40 m	0252,8 0m	0326,00 m
Basis Alter	Miozän	Eozän	Eozän	Pliozän	Eozän

ODP-Bohrung 646

Mit der Bohrung 646 (3450,8m Wassertiefe) durchteufte man ein 766,7m mächtiges miozänes bis quartäres Sedimentpaket am nordwestlichen Hang der Eirik Sediment Drift (Abb. 1.5) (SRIVASTAVA et al., 1987, 1989). Die Bohrlokation liegt im Einflußbereich des EGC und des DSOW und gestattet, deren Entwicklungsgeschichte zu untersuchen. Die lithologischen Wechsel erlauben eine Unterteilung in zwei Einheiten. Die Einheit II (Abb.1.5) überliefert obermiozäne bis oberpliozäne Sedimente, die aus wechselnden Anteilen biogen-kalkiger und terrigener Partikel mit geringen Beimengungen biogen-kieseliger Partikel zusammengesetzt sind. Laminierte Silt- und Feinsande belegen starke Wechsel in der Bodenwasserströmungsintensität, die als Ursache für die Ausbildung eines Driftsedimentationskörpers angesehen werden (SRIVASTAVA et al. 1987, 1989).

Ein möglicher Einfluß von "spillover"-Sedimenten aus dem Einflußbereich des "Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel" (NAMOC) oder des "Imarnak Mid-Ocean Channel" (IMOC) werden zwar von HISCOTT et al. (1989) diskutiert, konnten aber nicht eindeutig belegt werden. HESSE et al. (1990) dokumentieren aufgrund sedimentologischer Untersuchungen an einem Netz von Sedimentkernen die räumlich stark eingeschränkte Verbreitung dieser "spillover" Sedimente und kommen zu der Schlußfolgerung, daß der Eirik Rücken nicht mehr in deren Einflußbereich liegt.

Die lithologische Einheit I besteht aus wechselnden Anteilen von biogen kieseligen und kalkigem Material. Zusätzlich enthält diese Einheit einen erhöhten Anteil von terrigenem Material. Diese durch Glazial-/

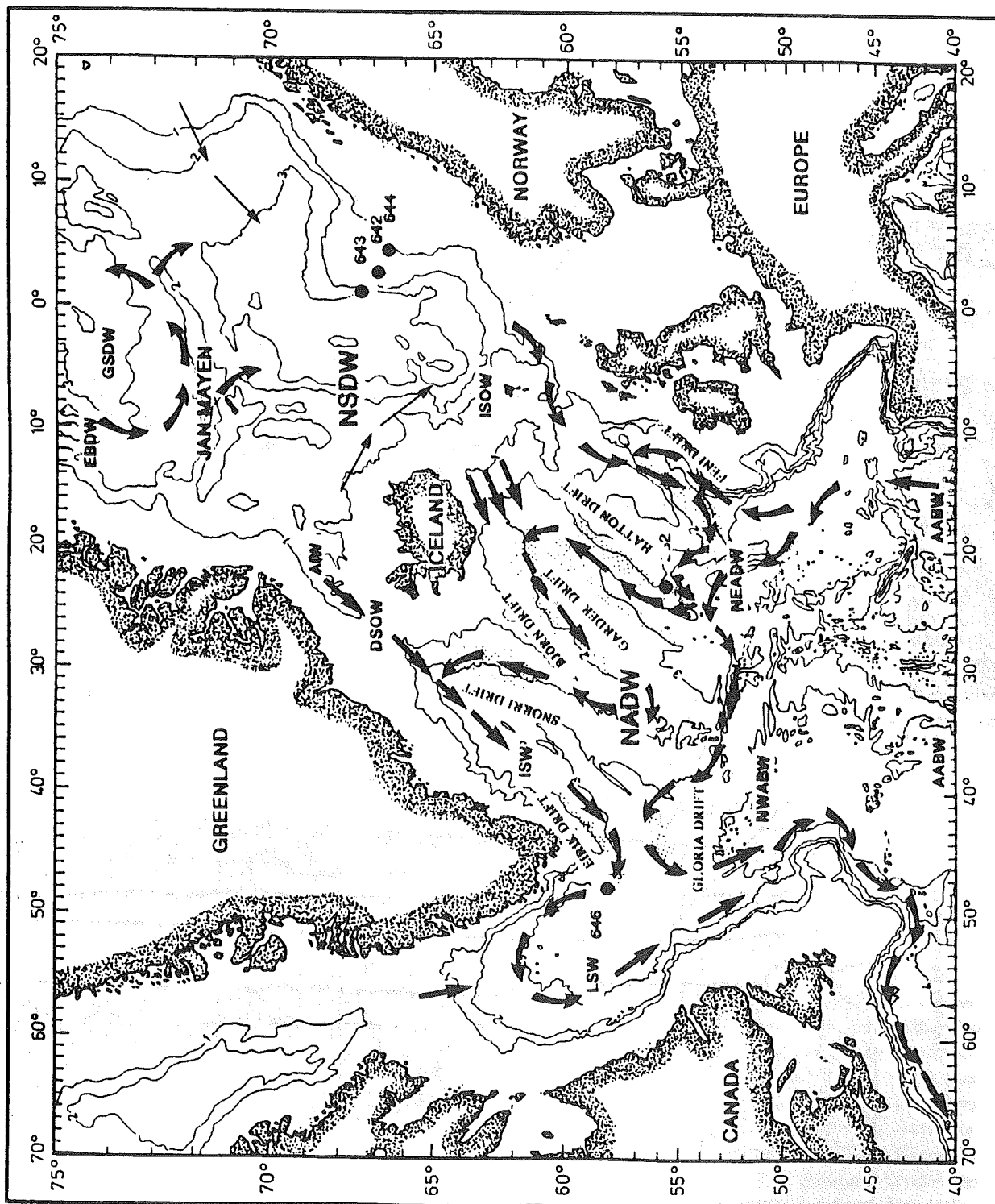


Abb. 1.4: Verteilung der wichtigsten Tiefen- und Bodenwassermassen und deren regionale Strömungsmuster (nach MÜLLER et al. 1979, SWIFT & KOLTERMANN 1988, HOPKINS 1988, JOHANNESSEN 1986, WENZEL 1986). Driftsedimentationskörper sind mit Schraffur unterlegt (nach DICKSON & KIDD 1987, KIDD & HILL 1987, STOW & HOLBROOK 1984, DAVIES & LAUGHTON 1972).

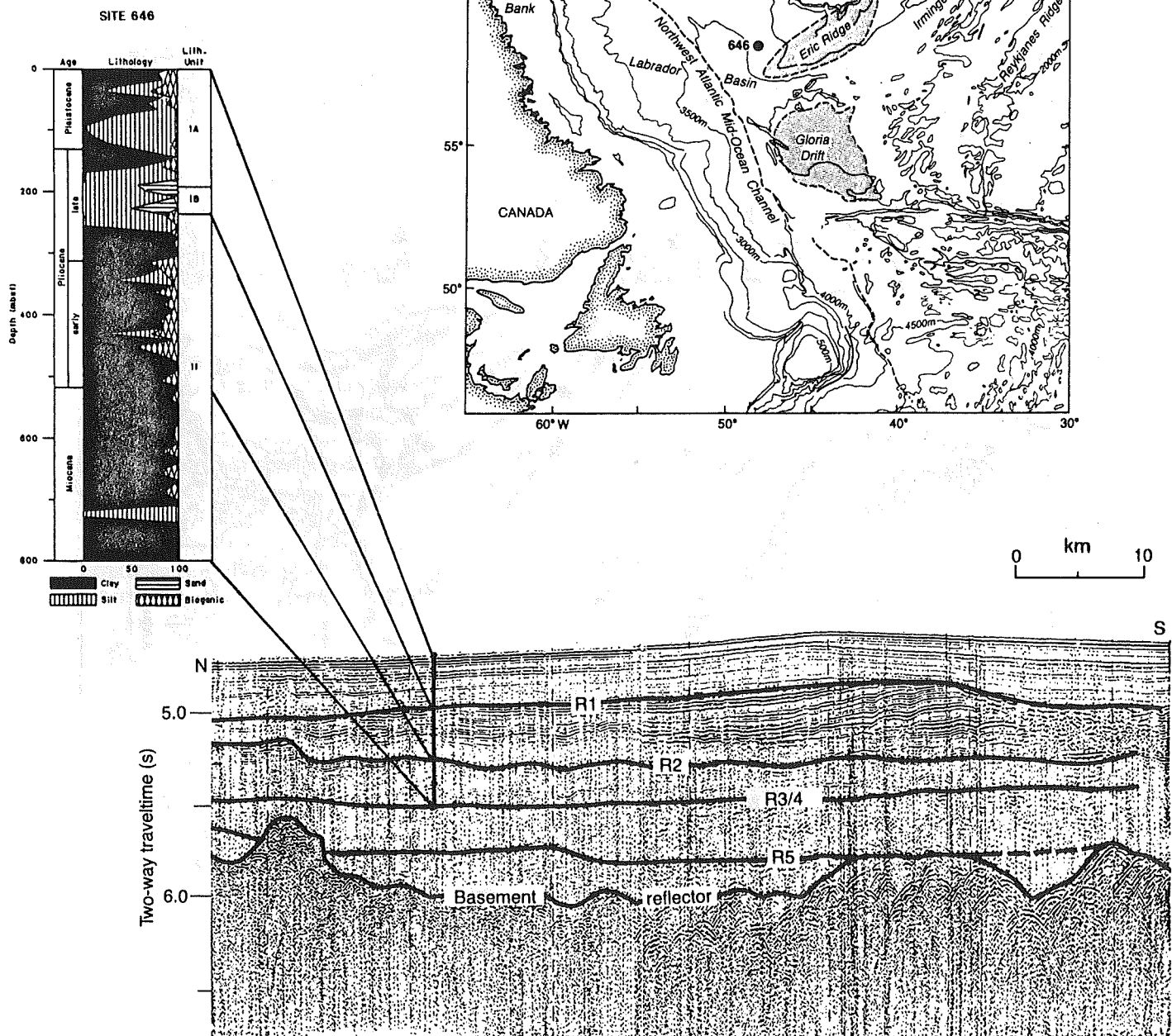


Abb. 1.5:

a) Regionale Übersicht der Bohrlokation 646 (SRIVASTAVA et al. 1989).

b) Korrelation der interpretierten seismischen Reflektoren (Einkanal-Seismik Profil N/S; HU 84-030 - Linie 14) mit der vereinfachten Lithologie SRIVASTAVA et al. 1989).

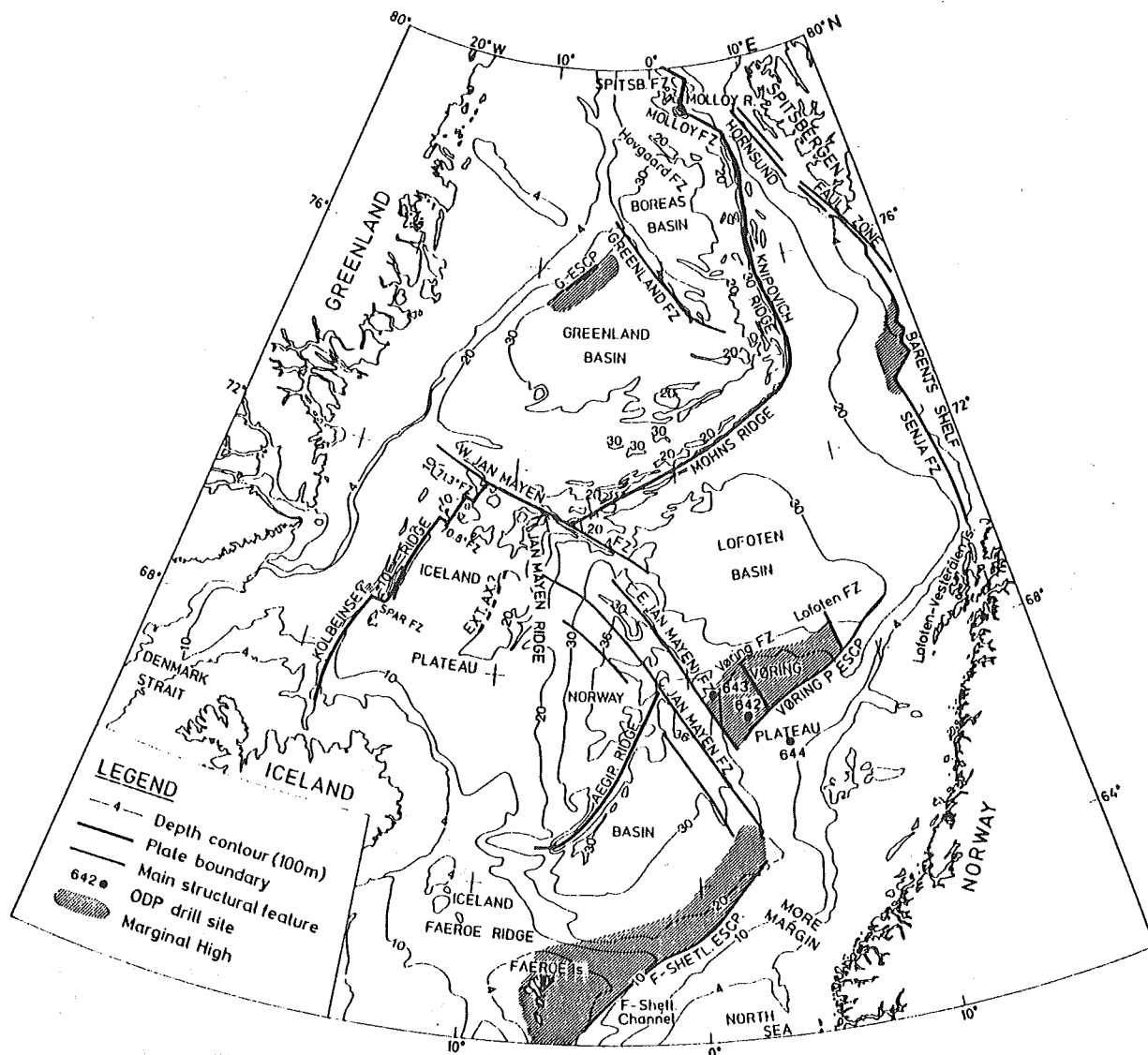


Abb. 1.6:
a) Regionale Übersicht der Norwegisch-Grönländischen See und den Bohrlokalationen 643, 642, 644 (ELDHOLM et al. 1989).

Interglazialphasen geprägte Einheit (SRIVASTAVA et al. 1987) umfaßt Teile des Pliozäns und das Quartär.

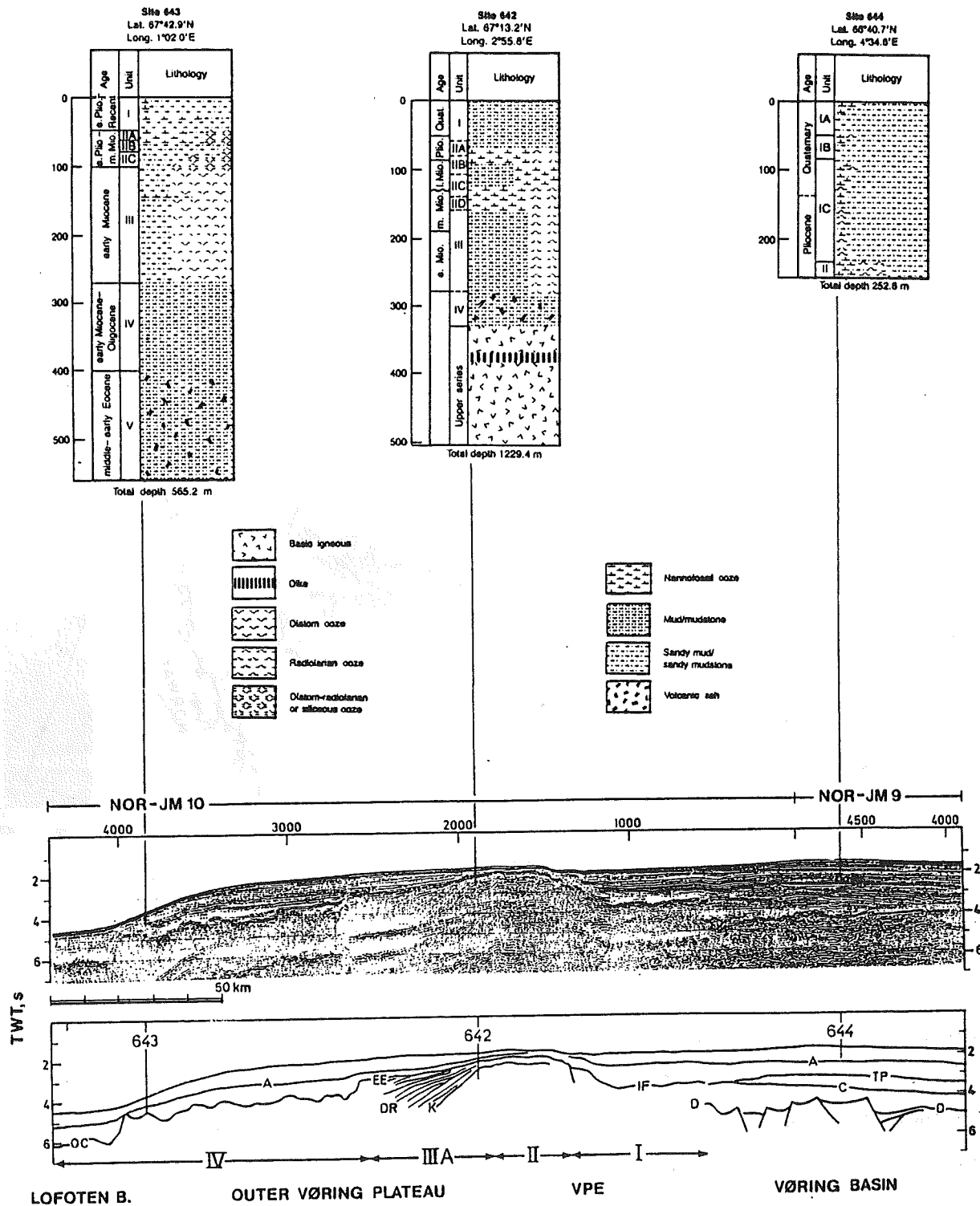
ODP-Bohrungen 643, 642 und 644

Eine der wesentlichen Zielsetzungen dieses Nord-west-Südost verlaufenden Transekts über das Vøring-Plateau war es, die zeitliche Entwicklung und Veränderlichkeit des Norwegenstromes zu erfassen (ELDHOLM et al. 1987, THIEDE et al. 1989) (Abb. 1.3). Die Lokation der Bohrung 643 deckt im Rahmen dieser Strategie den pelagischen Bereich, die Bohrungen 642 und 644 den hemipelagischen Bereich ab. Zusätzlich bildet die Bohrung 644 durch ihre exponierte Schelfrandnähe mögliche kontinentale Einwirkungen auf das

Sedimentationsgeschehen ab (Abb. 1.6).

Die Bohrung 643 (2779.8m Wassertiefe) durchteufte 562.2m mächtige paläogene, neogene und quartäre Sedimente (Abb. 1.6). Ab dem Miozän treten hohe Gehalte biogener Kieselorganismen (Diatomeen, Sili-coflagellaten und Radiolarien) auf (GOLL 1989). Eine Wechselfolge von biogen kalkigen und kieseligen Sedimenten mit einem nicht unerheblichen Anteil terrigenen Eintrages kennzeichnet die Einheit III und IV (HENRICH et al. 1989a). Die Einheit I umfaßt das untere Pliozän und das Quartär, das durch den starken Wechsel von terrigenem und biogenem Eintrag während der Glazial/Interglazialzeiten geprägt ist.

Die Bohrung 642 (1292.7m Wassertiefe) erreichte eine Endteufe von 1229.4m (ELDHOLM et al. 1987).



b) Reflektionsseismisches Profil über das Vøring Plateau (untere Teil interpretiert) und vereinfachte lithologische Profile der Bohrungen von ODP-Leg 104 (ELDHOLM et al. 1989).

Die unteren 900m dieser Bohrung repräsentieren eine Serie von basaltischen Gesteinen mit sedimentären

Einschaltungen (Abb.1.6). Die oberen 300m dieser Bohrung umfassen vier lithologische Einheiten, die das

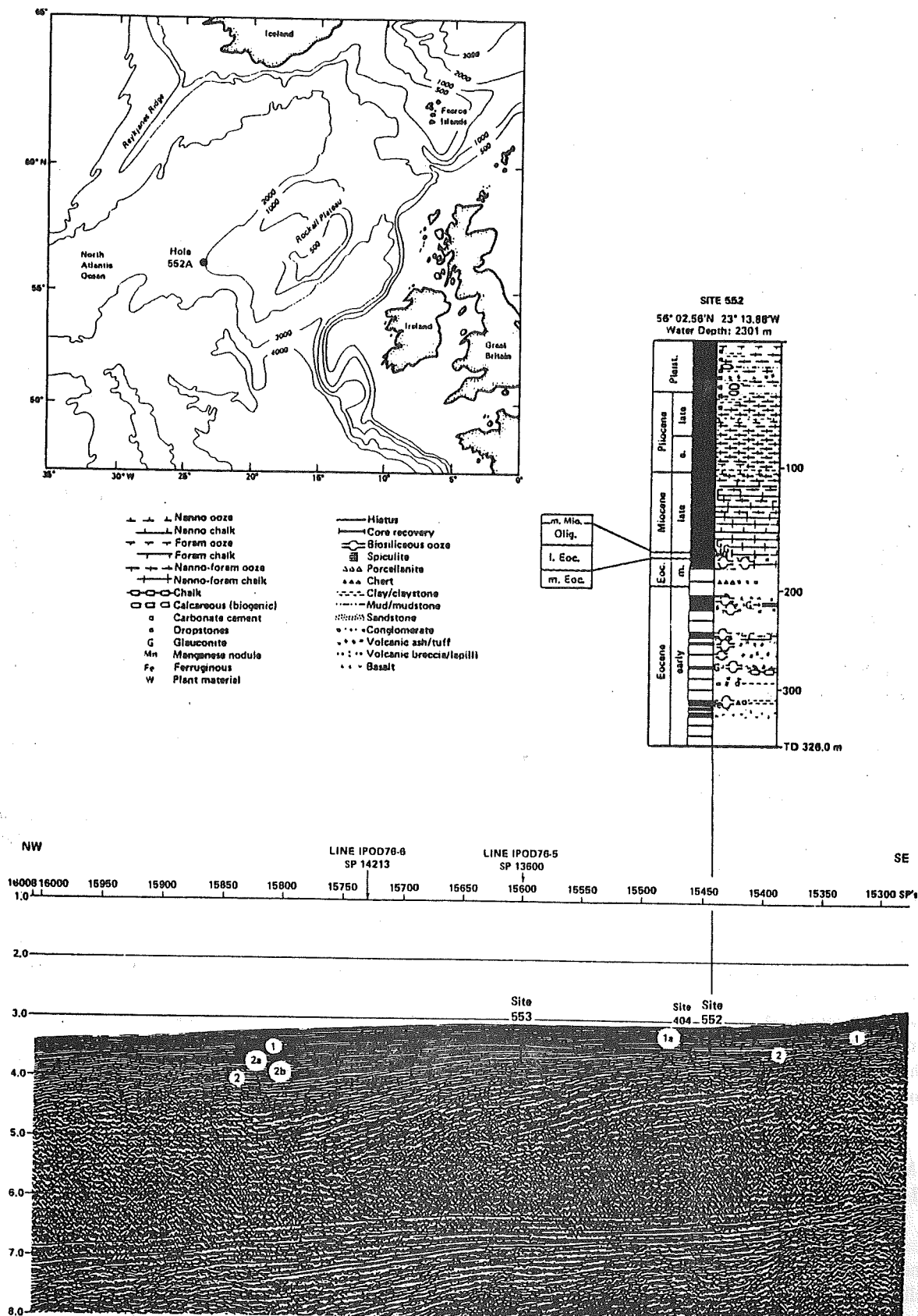


Abb. 1.7:

a) Lokation der DSDP-Bohrung 552 (ROBERTS et al. 1984).

b) Reflektionsseismische Linie über dem Rockall Plateau und vereinfachtes lithologisches Profil der Bohrung 552 (ROBERTS et al. 1984).

untere Miozän bis Quartär überliefern. Die neogenen Sedimente der Einheiten III und II setzen sich aus wechselnden Anteilen biogen kieseliger und kalkiger Partikel mit gelegentlichen terrigenen und vulkanoklastischen Beimengungen (BITSCHENE et al. 1989) zusammen. Die glazialen und interglazialen plio/pleistozänen Sedimente der Einheit I werden durch wechselnde biogen kalkige und hohe terrigene Anteile charakterisiert (HENRICH et al. 1989a, HENRICH 1989, WOLF & THIEDE 1990).

Die Bohrung 644. (1226.3m Wassertiefe) durchteufte eine 252.8m mächtige Sequenz plio-/pleistozäner glazial und interglazial geprägter Sedimente (ELDHOLM et al. 1987, 1989) (Abb.1.6), die von alternierend hohen Anteilen eistransportierter "dropstones" und terrigenem Material dominiert werden (JANSEN et al. 1989). Ein gleichfalls alternierender biogen-kieseliger und -kalkiger Partikelanteil läßt sich ebenso eindeutig dokumentieren (BOHRMANN 1988, HENRICH et al. 1989, THIEDE et al. 1989).

DSDP-Bohrung 552

Die Bohrung 552 (2301m Wassertiefe) mit einer Endteufe von 326,0m (Abb.1.7) überliefert eine geringmächtige Sequenz von vulkano-klastischem Material, wechsellagernd mit kalkig/kieseligen, biogenen Sedimenten eoziän bis oligozänen Alters (ROBERTS et al. 1984). Das Miozän ist unvollständig überliefert. Der obere Bereich der Bohrung (Abb.1.7) dokumentiert eine vollständige Abfolge biogen-kalkiger und terrigener Sedimente des Plio-/Pleistozäns. Diesem Intervall entstammen auch die hier untersuchten Proben. Die Bohrlokation liegt im unmittelbaren Einflußbereich des ISOW respektive der NAD im südwestlichen Teil des Hatton Driftsedimentationskörpers (STOW & HOLBROOK 1984). Sie gewährleistet es, den Übergang von einem gemäßigten in ein glazial/interglazial geprägtes Klima und die Veränderungen der paläo-ozeanographischen Verhältnisse im östlichen Nordatlantik zu erfassen (Abb.1.4).

2 METHODIK

2.1 Probenmaterial

Die Untersuchungen am Probenmaterial beinhalten einerseits das Erstellen detaillierter Alters-/Tiefen-Modelle, die Ermittlung von relevanten Parametern des Gesamtsedimentes (CaCO_3 - und TOC-Anteil) und der Grobfraction (Partikelzusammensetzung). Andererseits ermöglichen ergänzende Detailuntersuchungen an zusätzlichem Probenmaterial (Nachbeprobung), die Erstellung einer hochauflösenden Sauerstoffisopenstratigraphie innerhalb der Brunhes Chron (Bohrung 643).

Die Rasterelektronenmikroskopie von Einzelpartikeln (Oberflächenstruktur von Quarzkomponenten) der Grobfraction gestattet eine Verbesserung der Aussagefähigkeit hinsichtlich des Transportes dieser Komponenten.

Bei der Beprobung sollte eine hohe zeitliche Auflösung erreicht werden. Da DSDP/ODP Probenmaterial nicht unbegrenzt zur Verfügung steht, stellten auswärtige Kooperationspartner eigene Probensätze zur Verfügung (vgl. Vorwort). An gleichem Probenmaterial führten andere Bearbeiter umfangreiche biostratigraphische, sauerstoffisopenstratigraphische und geochemische Detailstudien durch, deren Ergebnisse dieser Arbeit zur Verfügung standen (ELDHOLM et al. 1989, SRIVASTAVA et al. 1989).

Neben diesen vorhandenen Proben, hat der Bearbeiter selbst 1988 im ODP-East Coast Repository/ Lamont-Doherty Geological Observatory (Palisades), nach ODP-Standardverfahren an den Kernen der Bohrungen 644, 643, 642, 552, 646 1200 Proben entnommen. 1989 wurde eine weitere Nachbeprobung (360 Proben) durchgeführt. Insgesamt sind ca. 3900 Proben für die Bearbeitung verwandt worden. Die Probennummerierung erfolgte nach der ODP-Norm, die Probentiefenpunkte sind dem Anhang (A 3) zu entnehmen.

Die Bearbeitung der Proben erfolgte nach einem Arbeitsschema, das der Abbildung (2.1) zu entnehmen ist.

2.2 Bestimmung des anorganischen und des organisch gebundenen Gesamtkohlenstoffgehaltes

Die Anteile des organischen und des Gesamtkohlenstoffgehaltes am Sediment wurden mit einem LECO CS-125 Analyse-System bestimmt (Abb.2.1). Zur Vorbereitung der Proben gehörte die maschinelle Mörselung (Planetenmühle) und Trocknung der pulverisierten Proben bei 40°C. Um zu gewährleisten, daß der Einfluß von Raumfeuchtigkeit klein gehalten wird, werden die Proben für einen ersten Meßgang aus einem Exsikkator eingewogen und mit dem LECO CS-125-Gerät gleichzeitig der Gesamtschwefelanteil (in diese Untersuchung nicht miteinbezogen) und der Gesamtkohlenstoffanteil bestimmt. Hierzu wird die Probe in einem Hochfrequenz-Induktionsofen verbrannt. Die Verbrennungsgase werden dann zu einer Schwefelinfrarot-Messzelle geleitet, in der der Schwefeldioxidanteil gemessen wird. Die Gase werden danach durch einen Katalyseofen geleitet, indem Kohlenmonoxid in Kohlendioxid und Schwefeldioxid in Schwefeltrioxid umgewandelt werden. Der Schwefeltrioxidanteil wird in einer Schwefelfalle aufgefangen und der Kohlenstoffanteil als CO_2 in einer Kohlenstoffinfrarot-Messzelle gemessen (LECO-CORPORATION 1988). Die Meßsergebnisse werden mit Hilfe von Kalibrierfakto-

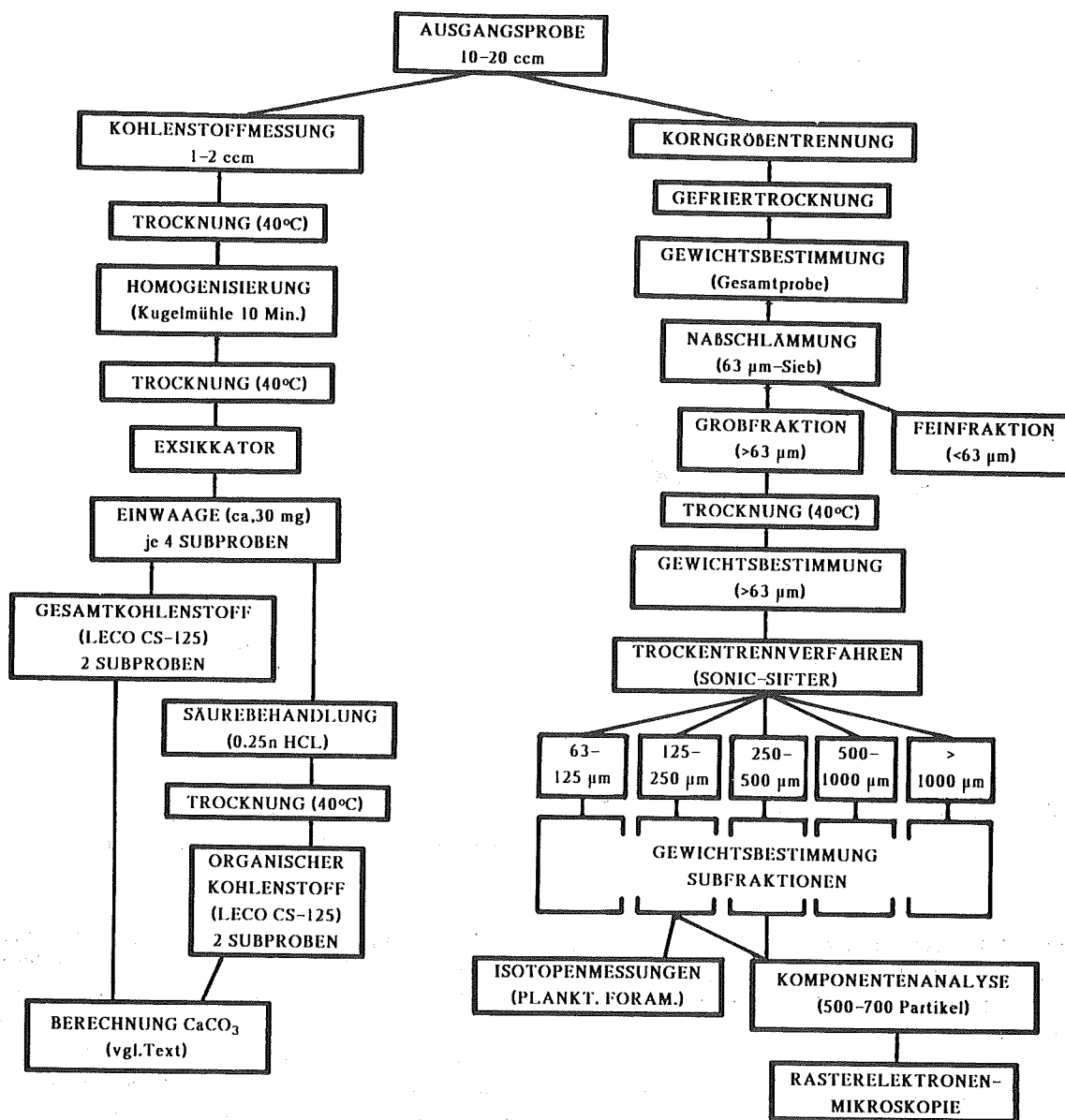


Abb. 2.1: Schematisierte Darstellung der Probenaufbereitung und - Bearbeitung.

ren, die vor dem Meßgang mit Standardproben ermittelt und gespeichert wurden, von einem Mikroprozessor umgerechnet, auf das Einwaagegewicht bezogen und in Gewichtsprozent angezeigt. Vor einem zweiten Meßgang wird durch Versetzen der Probe mit 0.25n Salzsäure der anorganische Kohlenstoffanteil gelöst, abgedampft und die Probe nach ihrer Trocknung gemessen. Um Ungenauigkeiten in den einzelnen Meßgängen, die in der Regel bei einer schlechten Homogenisierung der Probe auftreten können, zu minimieren, wurden grundsätzlich immer in beiden Meßgängen Doppelmeßungen (Abb.2.2)

vorgenommen und deren Mittelwerte für die weitere Berechnung benutzt.

Der anorganische Kohlenstoffanteil wurde unter Benutzung der Formel:

$$IC = TC - TOC \quad (2.1)$$

IC = anorgan. Kohlenstoffanteil (Gew.-%)
 TC = Gesamtkohlenstoffanteil (Gew.-%)
 TOC = organischer Kohlenstoffanteil (Gew.-%)

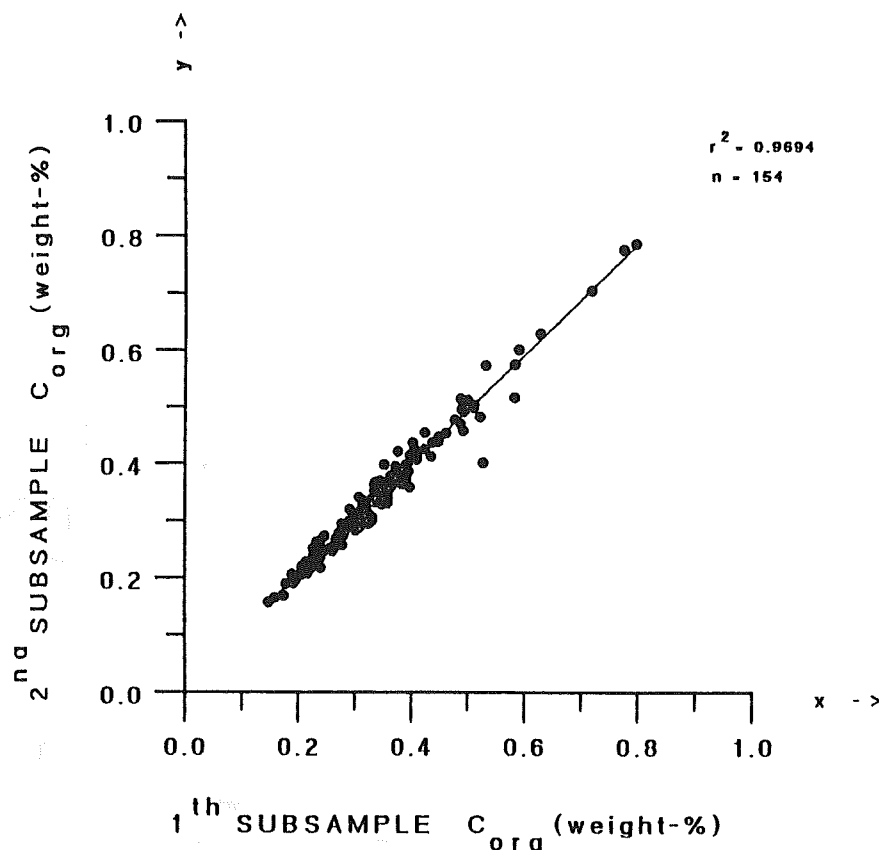


Abb. 2.2: Korrelation zwischen den gemessenen organischen Kohlenstoffanteilen der Doppelproben im miozänen Abschnitt der Bohrung 646. Der Faktor von $r^2=0.9694$ dokumentiert eine gute Korrelation.

ermittelt. Unter der vereinfachten Annahme, daß der gesamte anorganische Kohlenstoffanteil als CaCO_3 gebunden ist, läßt sich der Calciumkarbonatanteil nach der Formel:

$$\text{CaCO}_3 = \text{IC} * 8,333 \quad (2.2)$$

CaCO_3 = Calciumkarbonatanteil (Gew.-%)

IC = anorgan. Kohlenstoffanteil (Gew.-%)

8,333 = stöchiometrischer Umrechnungsfaktor

berechnen.

Die an Bord der JOIDES Resolution gemessenen Anteile von organischem Kohlenstoff und Calciumkarbonat (ELDHOLM et al. 1987, SRIVASTAVA et al. 1987, STEIN et al. 1989), sowie die Meßergebnisse eines ersten Probensatzes (HENRICH et al. 1989a, BOHRMANN 1988), sind in dem hier erarbeiteten Datensatz inkorporiert.

Fehlerbetrachtung

Gerätespezifische Meßfehler sind bei anleitungsgemäßer Handhabung (LECO-INSTRUMENTES 1989)

und sorgfältiger Kalibrierung des LECO CS-125 Analyse-Systems nahezu ausgeschlossen. Meßunsicherheiten, die durch eine ungenügende Homogenisierung der Proben, insbesondere bei hohen Anteilen von Quarz, auftreten können, sind durch die maschinelle Pulverisierung minimiert worden. Die Einwaage der homogenisierten Proben aus einem Exsikkator gestattet es, die Einflüsse von Gewichtsänderungen durch Raumfeuchtigkeit so gering wie möglich zu halten.

Generell ist die Messung des Gesamtkohlenstoffgehaltes unproblematischer als die des organischen Kohlenstoffes, da bei direkter Versetzung mit 0.25n HCl (Wärmeentwicklung) der Anteil des organischen Kohlenstoffes beeinflusst werden kann (freundl. pers. Mittl. Suess). Andererseits erwies sich für große Probensätze ein Lösen des anorganischen Kohlenstoffanteils (z.B.: Probe wird in abgeschlossenem System konzentrierte HCl indirekt ausgesetzt und Cl-Gas löst anorganischen Kohlenstoff) als zu zeitaufwendig.

Um die Streuung der Meßergebnisse beurteilen zu können, wurden zwei Proben mit hohem bzw. niedrigem organischen Kohlenstoffanteil (Tab.2.1), in jeweils 6 Subproben geteilt. Nach der Bestimmung der Gesamtkohlenstoffanteile und der organischen Koh-

Tabelle 2.1 Standardabweichung der Kohlenstoffmessung

	TC	TOC	CaCO ₃
	(Gew.-%)	(Gew.-%)	(Gew.-%)
643-47-6-30	7.2865	0.0895	59.97
643-47-6-30	7.2702	0.0978	59.77
643-47-6-30	7.3139	0.0870	60.22
643-47-6-30	7.2772	0.0837	59.94
643-47-6-30	7.2537	0.0883	59.71
643-47-6-30	7.3468	0.0925	60.45
Mittelwert \bar{x}	7.2913	0.0898	60.01
Standard-abw. $\cdot \sqrt{n-1}$	0.0336	0.0049	0.28
Standard-abw. %	0.46	5.42	0.46
643-46-5-39	1.8411	0.4960	11.21
643-46-5-39	1.8245	0.4556	11.41
643-46-5-39	1.8736	0.4247	12.07
643-46-5-39	1.8412	0.4798	11.34
643-46-5-39	1.8363	0.5255	11.17
643-46-5-39	1.8420	0.4868	11.29
Mittelwert \bar{x}	1.8481	0.4781	11.42
Standard-abw. $\cdot \sqrt{n-1}$	0.0128	0.0346	0.34
Standard-abw. %	0.98	7.25	2.92

lenstoffanteile sind die Calciumkarbonatgehalte berechnet worden. Die prozentuale Standardabweichung ist bei der Bestimmung des Gesamtkohlenstoffanteiles (0.46% / 0.98%) niedriger als bei der Bestimmung des organischen Kohlenstoffanteiles (5.42% / 7.25%). Die Abweichungen bei den berechneten Calciumkarbonatwerten (0.46% / 2.92%) belegen einen deutlich höheren Fehler bei niedrigen Calciumkarbonatwerten.

Dennoch belegen die Messungen des organischen Kohlenstoffes, trotz der oben ausgeführten methodisch bedingten Einschränkungen, eine gute Korrelation ($r^2=0.9694$) zwischen den Doppelmessungen (Abb. 2.2). Der Vergleich der Meßwerte des Gesamtkohlenstoffes zeigte dagegen eine hervorragende Korrelation ($r^2=0.9988$) zwischen den Doppelmessungen (Abb. 2.3).

Bei der Berechnung der Calciumkarbonatwerte muß als limitierender Faktor der methodische Ansatz angesprochen werden, da hier nur auf indirektem Wege der anorganische Kohlenstoffanteil bestimmt wird (vgl. Tab. 2.1). Zusätzlich schränkt die Annahme, daß der anorganische Kohlenstoffanteil ausschließlich in Form von Calciumkarbonat gebunden ist, die Aussagefähigkeit der Ergebnisse von Calciumkarbonat ein. Eine umsichtige Interpretation von niedrigen Meßwerten erlaubt dennoch, bezüglich der Veränderungen im Calciumkarbonatanteil, hinreichend genaue Aussagen.

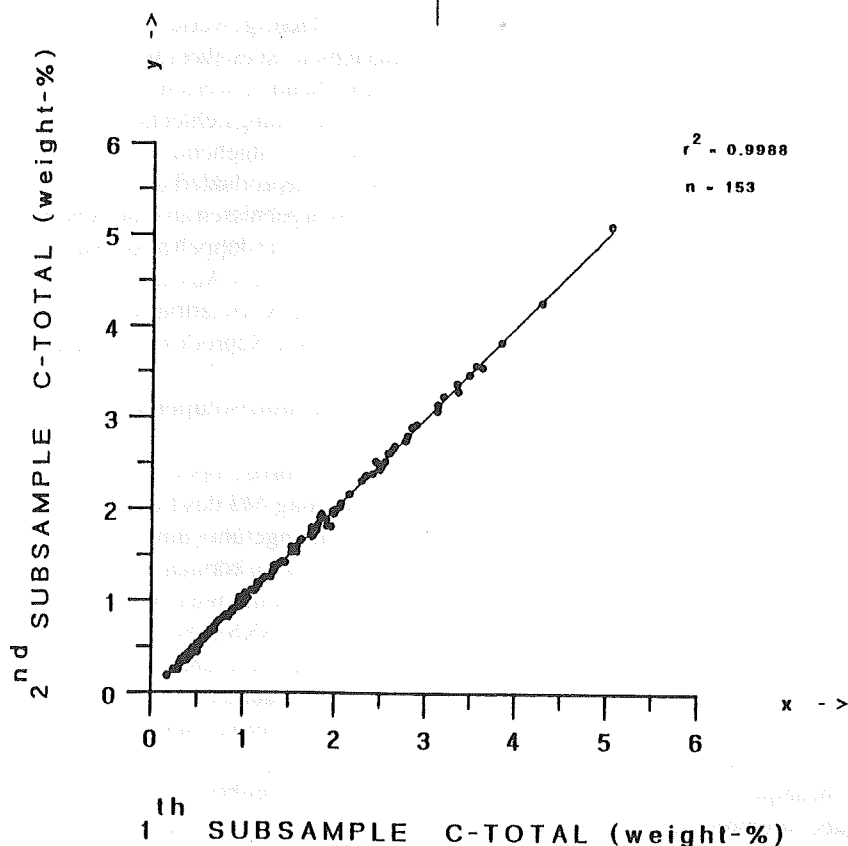


Abb. 2.3: Korrelation zwischen den gemessenen Gesamtkohlenstoffanteilen der Doppelproben im miozänen Abschnitt der Bohrung 646. Der Faktor von $r^2=0.9988$ dokumentiert eine sehr gute Korrelation.

2.3 Grobfraktionsanalyse

Korngrößentrennung

Nach der Gefriertrocknung der Probe wurde das Gesamtgewicht bestimmt und die Probe durch Naßsieben in die Feinfraktion <63µm und die Grobfraktion >63µm geteilt. In einem weiteren Aufbereitungsgang ist dann die Grobfraktion (>63µm) durch Trockensiebung (Sonic-Sifter ATM-Corporation) in die Kornklassen 63-125µm, 125-250µm, 250-500µm, 500-1000µm und >1000µm gesplittet und von allen Subfraktionen die Massenanteile bestimmt worden (SARNTHEIN et al. 1971). Eine Zugabe von chemischen Reagenzien oder die Anwendung von Ultraschall zur einfacheren Aufbereitung erwiesen sich als nicht notwendig. Lediglich in einem ersten Probensatz (vgl. HENRICH et al. 1989a, BOHRMANN 1988) wurde 10%-iges Wasserstoffsuperoxid und ammoniakgepuffertes Wasser verwendet, um einerseits das organische Material zu oxidieren, andererseits das Probenmaterial besser zu dispergieren.

Komponentenbestimmung

Im Rahmen der Grobfraktionsanalyse (SARNTHEIN 1971) ist die Fraktion 125-500µm bearbeitet worden, die als repräsentativ für die gesamte Grobfraktion angesehen wird (HENRICH et al. 1989a). 500-700 Partikel sind, nachdem die Probe mit einem Mikrosplitter auf eine auszählbare Partikelanzahl heruntergesplittet wurde, unter einem Binokular einzeln bestimmt, gezählt und in fünf übergeordnete Partikelgruppen unterschieden worden:

- Planktonische Komponenten: Planktonische Foraminiferen, Radiolarien, Diatomeen.
- Benthische Komponenten: kalkige- und agglutinierende benthische Foraminiferen, Poriferen-Spicula.
- Terrigene Komponenten: Quarz, Feldspat, Gesteinsfragmente, Glimmer und untergeordnet Schwerminerale.
- Authigene Komponenten: Glaukonit, Pyrit, Gips.
- Vulkanoklastische Komponenten: vulkanische Glasfragmente und alterierte Glas-Fragmente.

Die ausgezählten Werte der einzelnen Komponenten wurden in Kornzahlprozent angegeben, die als relative Zahlenangabe interpretiert wird und das Vorhandensein einer Komponente dokumentiert. Die Berechnung der Akkumulationsraten einzelner Kompo-

nenten läßt sich als quantitativer Trend auffassen, da insbesondere biogene Partikel, die auch in der Fraktion <63µm auftreten, nicht vollständig quantitativ erfaßt werden. Auf die Akkumulationsratenberechnung wird unter Pkt. 2.7 eingegangen.

Fehlerbetrachtung

Eine detaillierte Fehlerbetrachtung der Grobfraktionsanalyse läßt sich bei SARNTHEIN (1971) finden. Aus diesem Grunde soll hier nur auf die Fehler eingegangen werden, die im Rahmen des hier angewendeten methodischen Ansatzes und der Bestimmungs- und Auszählarbeiten auftreten können.

Als Fehlerquelle, die durch die angewendeten Methodik auftreten, muß die vereinfachende Annahme, daß die Subfraktion 125 bis 500µm für die Gesamtgrobfraktion repräsentative Ergebnisse liefert, angesehen werden. So ist bekannt, daß speziell biogene Partikel in der kleineren Subfraktion (63-125µm) ihr Häufigkeitsmaximum haben. Diese gilt einerseits für Diatomeen und Radiolarien (30 bis 300µm) (BOHRMANN 1988), andererseits für kalkschalige benthische Foraminiferen, die in höheren Breiten durch ökologisch bedingte Faktoren in kleinwüchsigeren Formen auftreten (OSTERMAN & QVALE 1989). Bei der Interpretation der Ergebnisse müssen daher die Anteile eher als qualitativer Trend gewertet werden. Innerhalb der regionalen Gebiete ist es aber durchaus statthaft, diese Anteile vergleichend zu werten.

Bestimmungsfehler lassen sich durch intensive Einarbeitung weitgehend vermeiden. Wichtig erscheint hier die Reproduzierbarkeit von Bestimmungs- und Auszählresultaten zu sein. Aus diesem Grunde wurde ein Probensatz doppelt ausgezählt (Abb. 2.4). Beide Bestimmungs- und Auszählresultate zeigen eine hervorragende Korrelation ($r^2=0.9954$) und dokumentieren eine gute Reproduzierbarkeit der Resultate.

2.4 Sauerstoffisotopenmessungen

Sauerstoffisotopenmessungen wurden an Proben der Bohrung 643 des Legs 104 innerhalb der Brunhes Chron durchgeführt, um hier eine detailliertere Zeitskala etablieren zu können. Bei den weiteren ebenfalls bearbeiteten Bohrungen, wurden die Sauerstoffisotopen-events von AKSU et al. (1989) und JANSEN et al. (1989) übernommen.

An der planktonischen Foraminifere *Neoglobobulimina pachyderma* (sin.) wurden Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen gemessen. Hierzu wurden 20 bis 25 Gehäuse dieser Foraminifere aus der Subfraktion 125-250µm ausgelesen. Nach der Reinigung der Gehäuse sind die Werte der ^{18}O -Isotopen und die Werte der ^{13}C -Isotopen massenspektrometrisch gegen einen

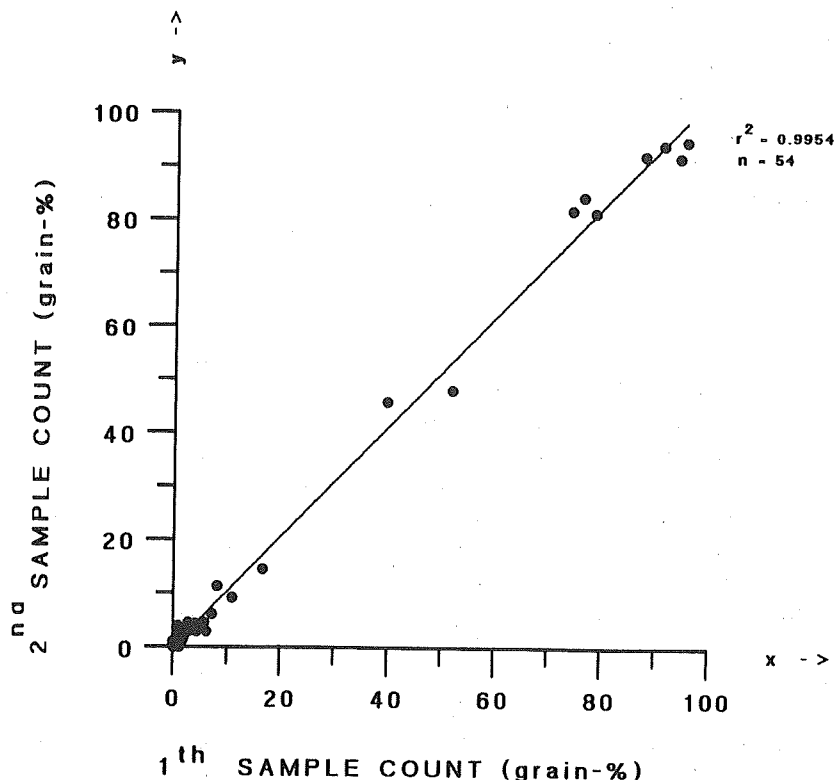


Abb. 2.4: Korrelation zwischen den Auszählwerten der Grobfraction (doppelte Bearbeitung Bohrung 552). Der Faktor von $r^2=0.9954$ dokumentiert die hervorragende Reproduzierbarkeit der Auszählergebnisse.

Standard gemessen worden. Die Messungen erfolgten an einem Finnigan MAT 251 Massenspektrometer des Instituts für Kernphysik der Universität Kiel.

2.5 Rasterelektronenmikroskopie

An ausgewählten Proben aus den Glazial- und Inter-glazialphasen wurden sowohl einzelne Partikel, als auch Streuungen der Gesamtsubfraktion 125-500µm unter dem Rasterelektronenmikroskop (REM) untersucht. Hierbei stand zum einen im Vordergrund, die typische Zusammensetzung der oben angegebenen Zeitabschnitte zu dokumentieren und zum anderen, vor allem in den ältesten Glazialphasen von terrigenem Eintrag, die Morphologie von Oberflächen der Quarzkomponenten zu untersuchen. Hierfür stand ein CAM-SCAN Serie 2 CS 24 (10kV Kathodenspannung) zur Verfügung.

2.6 Aufstellung der Alters-/Tiefen-Beziehungen

Eine wesentliche Grundlage der Rekonstruktion von Veränderlichkeiten in den Sedimentationsverhält-

nissen ist die präzise Zuordnung der Tiefenlage einzelner Probenpunkte gegen eine Zeitskala. Die verwendete Nomenklatur geht auf BERGGREN (1985) zurück, der das Quartär dem Neogen zurechnet. Für die Erstellung einer Zeitskala sind die paläomagnetischen Alters-/Tiefen-Fixpunkte und in einigen Fällen biostratigraphische Befunde benutzt worden, die von verschiedenen Bearbeitern der ODP/DSDP-Bohrungen erarbeitet wurden (SRIVASTAVA et al. 1987, 1989, BALDAUF et al. 1989, HALL et al. 1989, CLEMENT et al. 1989, ELDHOLM et al. 1987, 1989, GOLL 1989, BLEIL 1989, BAUMANN 1990 im Druck, ROBERTS et al. 1984, SHACKLETON et al. 1984). In der Bohrung 643 wurde eine eigene Sauerstoffisotopenstratigraphie (innerhalb der Brunhes Chron) verwendet. Die Vorgehensweise zur Erstellung der hier entwickelten Alters-/Tiefen-Modelle soll im folgenden kurz erläutert werden, da sie für alle Bohrungen gleichermaßen gilt.

Nach der Zusammenstellung der primären Alters-/Tiefen-Dateien aus den Literaturdaten sind die jeweils für den Beginn der einzelnen Kerne einer Bohrung berechneten Alters-/Tiefen-Fixpunkte in einer sekun-

dären Alters-/Tiefen-Datei zusammengefaßt. Die Berechnung der Alter für die entsprechenden Proben-tiefenpunkte innerhalb eines Kernintervalls erfolgt dann, nach Korrektur des Kerngewinnes, mit einer "cubic spline function". Anschließend wurde zwischen jedem Proben-tiefenpunkt die lineare Sedimentationsrate errechnet. Die Alters-/Tiefen-Datensätze sind im Anhang (A 3) dokumentiert.

2.7 Akkumulationsratenberechnungen

Die Berechnung der linearen Sedimentationsraten gibt einen ersten Hinweis auf die Sedimentationsgeschwindigkeiten in den verschiedenen Ablagerungsgebieten (THIEDE et al. 1981). Aufgrund von Kompaktion mit ansteigender Ablagerungsmächtigkeit und zunehmendem Alter lassen sich die Sedimentationsgeschwindigkeiten der akkumulierten Sedimente jünger und älterer Teile einer Bohrung nicht unmittelbar vergleichen, sondern müssen in Akkumulationsraten konvertiert werden, wobei die Trockendichte, die Porosität der Sedimente und eine Dichtekorrektur von Seewasser in die Berechnung eingehen (VAN ANDEL et al. 1975a, 1975b, EHRMANN & THIEDE 1985).

In dieser Arbeit wurden folgende Gleichungen für

die Berechnung benutzt:

$$AR_{BULK} = LSR * DBD \quad (2.3)$$

$$DBD = WBD - (D_{KORR} * POR * 100^{-1}) \quad (2.4)$$

AR_{BULK} = Gesamtakkumulationsrate ($g \cdot cm^{-2} \cdot mg^{-1}$)

LSR = Lineare Sedimentationsrate ($cm \cdot my^{-1}$)

DBD = Trockendichte ($g \cdot cm^{-3}$)

WBD = Naßdichte ($g \cdot cm^{-3}$)

D_{KORR} = Dichtekorrektur für Porenwasser (nach BOYCE 1976) = $1,0363 (g \cdot cm^{-3})$

POR = Porosität (Vol.-%)

Bei Benutzung dieser Gleichungen wird als Randbedingung davon ausgegangen, daß der Porenraum vollständig mit Wasser erfüllt ist. Die in dieser Arbeit benutzten sedimentphysikalischen Parameter wie Naßdichte, Trockendichte und Porosität sind den "Initial Reports" von ODP Legs 105, 104 und DSDP Leg 81 entnommen (SRIVASTAVA et al. 1987, ELDHOLM et al. 1987, ROBERTS et al. 1984).

Um eine detailliertere Auflösung sedimentphysikalischer Änderungen zu erhalten, sind, sofern Parallelbohrungen abgeteufelt wurden, diese zu "composite" Datensätzen zusammengefaßt worden. Hierbei wurde

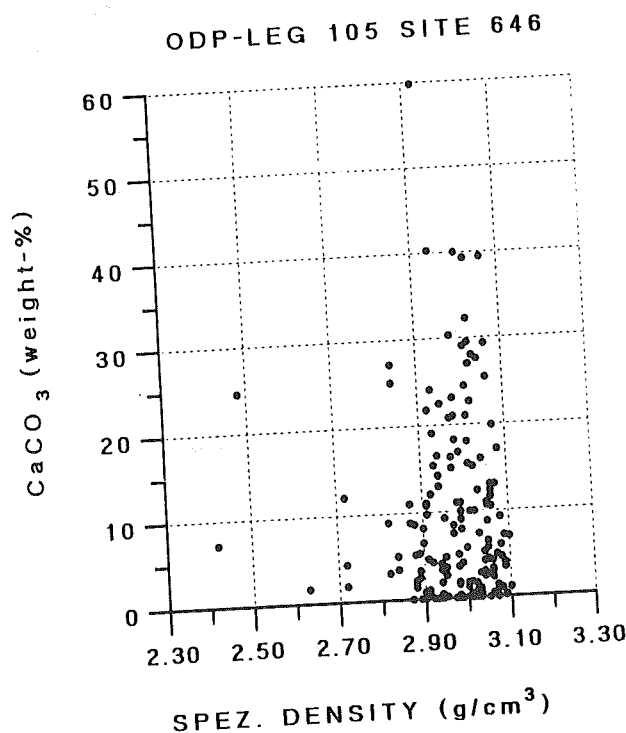


Abb. 2.5: Die Darstellung der spezifischen Gesteinsdichten vs. gemessener Calciumkarbonatwerte der Bohrung 646 belegt, daß bei der Akkumulationsratenberechnung von Calciumkarbonat mit leicht zu hohen Trockendichten gerechnet wird.

jedem sedimentphysikalischen Proben-tiefenpunkt ein Alter zugeordnet (vgl. Kap. 2.5), die Datensätze der parallelen Bohrungen (z.B. 642A, 642B, 642C, 642D) in einen nach Alter geordneten Datensatz überführt und anschließend in "composite" Tiefen konvertiert. Trockendichten und Porosität wurden mit Hilfe einer "cubic spline function" für jeden zur Akkumulationsratenberechnung genutzten Proben-tiefenpunkt eines Meßwertes berechnet.

Bei der Berechnung der Akkumulationsraten der einzelnen Komponenten des Gesamtsedimentes und der Komponenten der Grobfraction wurde in Anlehnung an EHRMANN & THIEDE (1985) verfahren und folgende Gleichungen benutzt:

$$AR_{CaCO_3} = AR_{BULK} * CaCO_3 * 100^{-1} \quad (2.5)$$

$$AR_{TOC} = AR_{BULK} * TOC * 100^{-1} \quad (2.6)$$

$$AR_{>63\mu m} = AR_{BULK} * >63\mu m * 100^{-1} \quad (2.7)$$

$$AR_{Komp.X} = AR_{>63\mu m} * Komp.X * 100^{-1} \quad (2.8)$$

AR_{CaCO_3} = Akkumulationsrate von Calciumkarbonat
=> ($g * cm^{-2} * my^{-1}$)

AR_{TOC} = Akkumulationsrate von organischem Kohlenstoff
=> ($g * cm^{-2} * my^{-1}$)

$AR_{>63\mu m}$ = Akkumulationsrate der $> 63 \mu m$ Fraktion
=> ($g * cm^{-2} * my^{-1}$)

$AR_{Komp.X}$ = Akkumulationsrate der Komponente X
=> ($g * cm^{-2} * my^{-1}$)

$CaCO_3$ = Calciumkarbonatanteil (Gew.-%)

TOC = organ. Kohlenstoffanteil (Gew.-%)

$> 63 \mu m$ = Grobfractionsanteil (Gew.-%)

Komp. X = Komponente X (Kornzahl-%)

Bei der Anwendung dieser Gleichungen gilt die Randbedingung, daß sowohl für verschiedene Komponenten des Gesamtsedimentes, als auch für die Komponenten der Grobfraction vereinfachend die gleichen Trockendichten angenommen werden.

Fehlerbetrachtung

Bei der Berechnung der Akkumulationsraten treten zwei wesentliche Fehlerquellen auf. Ein kritischer Punkt ist das Zeitgerüst, aufgrund dessen die linearen Sedimentationsraten berechnet werden. Insbesondere in Zeitintervallen, in denen rapide Sedimentationsratenwechsel auftreten, die stratigraphisch nicht mehr hinreichend genau aufgelöst werden können (z.B. Interglazial/Glazial), beinhaltet diese Berechnung eine nichtabschätzba-

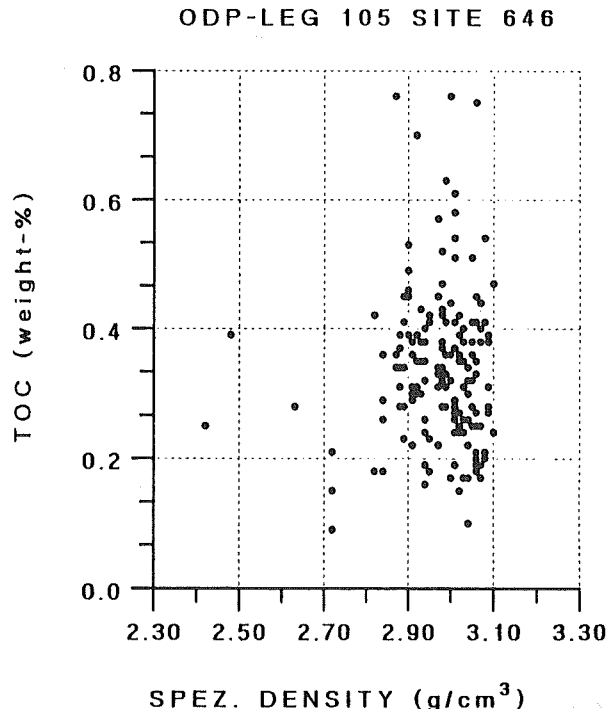


Abb. 2.6: Die Darstellung der spezifischen Gesteinsdichte vs. gemessene organische Kohlenstoffwerte der Bohrung 646 belegt, daß bei der Akkumulationsratenberechnung von organischen Kohlenstoff Trockendichten verwendet werden, die um ein Vielfaches zu hoch sind.

re Ungenauigkeit (HENRICH et al. 1989b).

Der zweite Punkt ist in der vereinfachenden Annahme begründet, daß die Akkumulationsraten der einzelnen Gesamtsedimentparameter als Massenanteile der Gesamttakkumulationsrate errechnet werden (Gl. 2.5 bis 2.8), wobei für die Berechnung der Gesamttakkumulationsrate ein diskreter Wert als Trockendichte benutzt wird. Konvertiert man nun die Trockendichten in die spezifische Gesteinsdichten, läßt sich nachweisen, daß typische Dichtewerte zwischen 2.80 und 3.10 g*cm⁻³ auftauchen (Abb.2.5 und 2.6); als Beispiel wurde Bohrung 646, Daten (SRIVASTAVA 1987), verwandt. Durch das Auftragen der spezifischen Gesteinsdichten gegen den Calciumkarbonatanteil (Abb.2.5) / organischen Kohlenstoffanteil (Abb.2.6), wird dokumentiert, daß hier für zwei völlig unterschiedliche Stoffe die gleichen Dichtewerte verwendet werden. Vergewegenwärtigt man sich weiterhin, daß Calciumkarbonat eine spezifische Dichte von 2.710 g*cm⁻³ und organischer Kohlenstoff eine Mischdichte von ca. 1.250g*cm⁻³ besitzt (SCHLUMBERGER 1972), wird deutlich, daß durch eine massenanteilige Berechnung von der Gesamttakkumulationsrate die errechneten Einzelakkumulationsraten für Stoffe, deren Dichten wesentlich kleiner sind als die der spezifischen Gesteinsdichte, um ein Vielfaches zu niedrig sind. Angesichts dieser Diskrepanz müssen die Einzelakkumulationsraten als minimale Anteile interpretiert werden.

Die Berechnung der Akkumulationsraten von Partikeln der Grobfraction kann aufgrund der Gleichsetzung von Kornzahlprozent mit Gewichtsprozent (vgl. SARNTHEIN 1971) lediglich als Trend aufgefaßt werden. Wesentliche Ursache, die zu einer unterschiedlichen Gewichtsbeurteilung der einzelnen Partikel führt, liegt in der Tatsache begründet, daß bei einem konstanten Probenvolumen insbesondere kalkige biogene Partikel bei niedrigen Terrigen-Anteilen überbewertet werden, da sich im Gegensatz zu den terrigenen Partikeln bei den Foraminiferen die Kornzahlprozent durch die Zählung eines Festkörpers plus Hohlraum bzw. bei der Zählung der Quarzpartikel ausschließlich durch den Festkörper ergeben (vgl. Kap.4.1).

3 PALÄO-OZEANOGRAPHISCH-KLIMATISCHE RELEVANZ DER UNTERSUCHTEN SIGNALTRÄGER

3.1 Die Parameter des Gesamtsedimentes

Neben Variationen in der Korngrößenverteilung charakterisiert die stoffliche Zusammensetzung das Gesamtsediment (EHRMANN & THIEDE 1985). Sofern Kenntnisse über die Korngrößenverteilungen, den Calciumkarbonatanteil (CaCO₃), den organisch gebun-

den Kohlenstoffanteil (Corg) und den biogenen Opalanteil vorliegen, lassen diese Parameter in erster Näherung Rückschlüsse auf die Sedimentationsbedingungen zu. Im Folgenden werden die für dieses Arbeitsgebiet relevanten Signalträger und ihr Aussagepotential diskutiert (Tab.3.0).

Grob-/Feinsedimentverhältnis

Das Verhältnis zwischen den Gewichtsanteilen der Grobfraction (>63µm) und der Feinfraction (<63µm) gibt erste Hinweise zu Sedimentvariationen in hohen Breiten. So dokumentierte eine Reihe von Autoren (RUDDIMAN 1977, HENRICH et al. 1989a, WOLF & THIEDE 1989, WOLF & THIEDE 1990), daß der Anteil der Grobfraction stark von der Eistransportaktivität abhängt und für die terrigene Sedimentzufuhr während der Übergänge von Glazial- zu Interglazial verantwortlich ist. Der drastische Anstieg der Gewichtsanteile der >63µm-Fraction liegt an der höheren Dichte der Terrigenpartikel im Vergleich zu den Biogenanteilen (Hohlräume), die bei konstantem Probenvolumen in ihren Gewichtsanteilen drastisch überbewertet werden (vgl. Kap. 2.2). Besonders in den letzten 2.5 my Jahren läßt sich durch den Unterschied im ¹⁸O-Isotopenhub nachweisen, daß es in den Glazialzeiten zu einer extensiven Eisbildung und Vergletscherung in hohen Breiten kam (u.a. SHACKLETON et al. 1984). Beim Wechsel zu einem warmen Klima gelangten durch Eistransport hohe Anteile von terrigenem Material in den Bereich der Tiefsee (HENRICH 1989) und bewirkten damit einen drastischen Anstieg der Gewichtsanteile der Grobfraction (HENRICH et al. 1989a)(Tab.3.0).

Die Gewichtsanteile der Korngrößen innerhalb der feinkörnigeren Subfraktionen der Grobfraction lassen keine eindeutigen Aussagen zum Sedimentationsraum zu, da hier das Problem der Gewichtsbeurteilung der einzelnen Partikel, insbesondere der Biogen-Partikel, ein nichtkalkulierbarer Faktor ist. Lediglich die Anteile der >500µm Subfraktionen zeigen erwartungsgemäße Trends im Pliozän und Quartär durch deutlich höhere Anteile (HENRICH et al. 1989a), die an das Auftreten von 'Dropstones' geknüpft sind.

Calciumkarbonatgehalt

Neben Variationen in der primären Verfügbarkeit von Calciumkarbonat (Karbonatschalenproduktion und deren unterschiedliche Transportmechanismen in das Sediment (vgl. Honjo 1980)) verursacht vor allem die Calciumkarbonatlösung starke Schwankungen im Karbonatgehalt. Das Lösungspotential ist abhängig von der Calciumkompensationstiefe (CCD). Sie ist als Grenzlinie zwischen vollständiger Karbonatlösung und Karbo-

Tabelle 3.0 Sedimentparameter und Zuordnung von paläo-ozeanographisch-klimatischen Events

INDIKATION PARAMETER	BODENWASSER				CCD CaCO ₃ -ERHALTUNG	OBERFLÄCHENWASSER			KLIMA	EISTRANSPORT
	TEMPERATUR	CO ₂ -REICH	CO ₂ -ARM	STROMUNG		TEMPERATUR	NAHRSTOFFE	TEMPERATUR		
CaCO ₃ -ANTEIL		•	•		•		(•)			
TOC-ANTEIL		•	•				(•)			
>63µm-ANTEIL										(•)
HIATEN				•						
BENTHOS										
AGGLUT. FORAM.	(•)	•	(•)							
KALKIG. FORAM.	•	(•)	•							
PORIFEREN-SPICULA				(•)						
PLANKTON										
FORAMINIFEREN						•	(•)			
DIATOMEEN						•	•			
RADIOLARIEN						•	•			
TERRIGEN										
QUARZ								(•)	•	
GESTEINSFRAGMENTE								(•)	•	
GLIMMER-PARTIKEL				(•)				(•)	•	
FELDSPAT-PARTIKEL								(•)	•	
VULK.-KLAST. PARTIKEL										
TEPHRAPARTIKEL										(•)
AUTHIGENE										
GLAUKONIT / PYRIT				(•)						

- Qualitatives Signal
- (•) Indirektes Signal

naterhaltung definiert worden, während der Begriff Lysokline den Bereich beschreibt, in dem 20 Gew.-% des Calciumkarbonates gelöst wird (u.a.: BERGER 1972, SCHOTT 1935). Die physiko-chemische Voraussetzung für Karbonatlösung ist an das Auftreten von kalten, CO₂-reichen "älteren" korrosiven Wassermassen (z.B. "Antarctic Bottom Water" - AABW) geknüpft (PETERSON 1966). Dagegen deutet ein gute Karbonaterhaltung auf O₂-reiche Wassermassen (Tab.3.0). Einerseits ergibt sich somit die Möglichkeit, Fluktuationen im Calciumkarbonatanteil für paläo-ozeanographische Interpretationen zu nutzen, andererseits wird die CCD durch eine Reihe komplexer Vorgänge gesteuert (BROECKER &

PENG 1982). Diskutiert wird die Karbonatfraktionierung zwischen Schelfbereichen, Nebenmeeren und der Tiefsee (BERGER & WINTERER 1974), die einen Einfluß auf den Gesamtkarbonathaushalt ausübt und somit in geologischen Zeiträumen zu einer unterschiedlichen Verfügbarkeit in einzelnen Teilregionen führen kann. Zudem kann Karbonatlösung im Sediment durch die Abgabe von CO₂ während der Oxidation von organischem Material auftreten (EDMOND 1974).

Die in dieser Arbeit untersuchten Karbonatanteile dienten in erster Linie einer groben Charakterisierung des Sedimentes, um einerseits gezielt in bestimmten Intervallen kalkige biogene Partikel biostratigraphisch

zu untersuchen (SPIEGLER & JANSEN 1989) und andererseits mögliche Trends der Tiefenlage der CCD abzuschätzen (Tab.3.0). Vor allem in der Norwegischen See sind Variationen der Paläo-Tiefenlagen der CCD/Lysokline ab dem späten Neogen nur lückenhaft erfaßt.

Organisch gebundener Kohlenstoff (Corg)

Der Corg-Anteil am Gesamtsediment und die Quantifizierung in Akkumulationsraten (vgl. Kap. 2.7) können als vereinfachter Anzeiger von Paläoproduktivitätsverhältnissen angesehen werden, sofern der Corg-Anteil ausschließlich mariner Herkunft ist. Den Zusammenhang zwischen primärer Produktion von marinem Corg, der Sedimentationsrate und der Corg-Erhaltung beschrieben MÜLLER & SUESS (1979). In den Glazial/Interglazialzeitabschnitten, die durch einen hohen Eintrag von terrigenem organischen Kohlenstoff geprägt sind, erweist sich dieser Pauschalparameter hinsichtlich Produktivitätsabschätzungen als ungeeignet, sondern kann lediglich Hinweise auf Erhaltungsbedingungen liefern (HENRICH 1989, STEIN et al. 1989). Für das miozäne und pliozäne Zeitintervall der Bohrung 646 können die Anteile des organischen Kohlenstoffes zur Abschätzung der Paläoproduktivität genutzt werden (Tab.3.0), da in diesem Zeitabschnitt ausschließlich marin-organische Kohlenstoffanteile festgestellt wurden (STEIN et al. 1989). Aus der Folge der hier angesprochenen einschränkenden Sachverhalte und weiterer limitierender Faktoren (am Ende Kap. 3.1.3 diskutiert), müssen Schlußfolgerungen hinsichtlich paläo-ozeanographisch-klimatischer Veränderungen, aufgrund der alleinigen Messung von Gesamtsedimentparametern, kritisch durch weitere sedimentologische Daten abgesichert werden.

3.2 Die Bedeutung von Hiaten

In einer Vielzahl von DSDP- und ODP-Bohrungen ist das Phänomen großer zeitlicher Lücken in der Sedimentation dokumentiert (SAITO et al. 1974, MOORE & HEATH 1977, EHRMANN & THIEDE 1985). Grundsätzlich können Hiaten durch vier Ursachen entstehen:

1. In der Wassersäule werden Partikel produziert, die durch eine bodennahe Wasserströmung abgeführt werden.
2. Die in der Wassersäule produzierten Partikel werden durch starke bodennahe Wasserströmungen abtransportiert und zusätzlich wird bereits abgelagertes Material erodiert.
3. Durch diagenetische Veränderungen werden zum Beispiel biogene Opal- und Calciumkarbonatpartikel gelöst und führen so zu Schichtlücken.

Der kausale Zusammenhang zwischen der Intensität von Bodenwasserströmungen und Hiaten ist durch eine Reihe von Arbeiten belegt worden (KENNETT & WATKINS 1976, JOHNSEN 1982, KELLER & BARRON 1983, MILLER et al. 1987, EHRMANN & THIEDE 1985).

Die tatsächliche zeitliche Dauer einer intensiven Bodenwasseraktivität ist nicht ohne weiteres anzugeben, sondern kann lediglich eingegrenzt werden, wobei einerseits die sedimentphysikalischen Parameter, als auch minimale Sedimentationsraten bedeutende Hinweise liefern. Aufgrund der stratigraphischen Bearbeitung ist das Zeitintervall einer Schichtlücke immer nur die maximale Zeitspanne, in der kein Sediment überliefert wird. Bei der unter Punkt 2 angegebenen Ursache einer Schichtlücke kann durch Erosion von abgelagerten Sedimenten ein sehr kurzes Erosionsevent, eine zeitlich längere Schichtlücke produzieren. Aus diesem Grund, ist das Alter einer Schichtlücke als Maximalzeit von intensiver Bodenwasseraktivität anzusehen.

In dieser Untersuchung werden Hiaten als Resultate der unter Punkt 1 und Punkt 2 aufgeführten Ursachen betrachtet (Tab.3.0), da nennenswerte diagenetische Veränderungen oder Lösungserscheinungen des biogenen Opals seit dem oberen Miozän (BOHRMANN 1988, HEMPEL 1989, BOHRMANN et al. 1990) nicht eindeutig belegt sind.

3.3 Die Parameter der Sedimentfraktion > 63µm

Komponentenanalysen der Grobfraktion liegen in vielfältiger Form vor, wobei die einzelnen Autoren sowohl unterschiedliche methodische Ansätze verfolgten, als auch speziellen regionalen Fragestellungen nachgingen (SHEPARD & MOORE 1954, SARNTHEIN 1971, RUDDIMAN 1977, HUIZHONG & McCAVE 1990, HENRICH et al. 1989). Diese Arbeiten dokumentieren, daß die hohe Variabilität und zeitliche Veränderlichkeit des Partikeleintrages Schlußfolgerungen erlauben, aus denen sich die paläo-ozeanographisch-klimatische Entwicklung rekonstruieren läßt. Indirekt besteht auch die Aussicht, Veränderungen in der Partikelassoziation tektonischen Events zuzuordnen. Rückschlüsse auf vulkanische Aktivität gestatten Tephrapartikel, sofern diese im Sediment überliefert sind (RUDDIMAN & GLOVER 1972). Nachfolgend werden die für diese Arbeit benutzten Charakteristika einzelner Partikelgruppen diskutiert. Durch ihr Auftreten in diesem Arbeitsgebiet werden ihnen Indikationen von paläo-ozeanographisch-klimatischen Veränderungen zugeordnet (Tab.3.0).

Grundsätzlich lassen sich fünf Partikelgruppen der Grobfraktion definieren:

- a) Benthische Partikel
- b) Planktonische Partikel

- c) Terrigene Partikel
- d) Vulkano-klastische Partikel
- e) Authigene Partikel.

Die benthische Partikelgruppe

Diese Gruppe umfaßt agglutinierende und kalkschalige benthische Foraminiferen, sowie kieselige Poriferen-Spicula. Die primäre Produktion dieser biogenen Partikel hängt sehr stark von den regional herrschenden ökologischen Bedingungen ab und beschränkt sich auf den Lebensraum Sediment/Bodenwasser. Hierdurch wird diese Partikelgruppe zu einem sensiblen Indikator für Veränderungen des Bodenwassers (Tab.3.0). Unter der Annahme autochthoner Entstehung/Sedimentation liefert diese Gruppe Hinweise auf die physiko-chemischen Eigenschaften des Bodenwassers. Als ein wichtiges Indiz für Aussagen zur Charakteristik des Bodenwassers wird das Verhältnis von kalkigen- zu agglutinierenden Foraminiferen betrachtet. So wird einerseits das vermehrte Auftreten agglutinierender benthischer Foraminiferen als ein Indiz für korrosives Bodenwasser angesehen (GRADSTEIN & BERGGREN 1981, MILLER et al. 1987, KAMINSKI et al. 1989a). Auf der anderen Seite zeigten OSTERMAN & QVALE (1989), daß in hohen Breiten kalkige benthische Foraminiferen kleinere Wuchsformen aufweisen können, sodaß Rückschlüsse aus dem Verhältnis zwischen dem Auftreten von kalkigen- und agglutinierenden benthischen Foraminiferen nicht ausschließlich zur Interpretation von Bodenwasserverhältnissen genutzt werden können, aber für biostratigraphische Untersuchungen wertvolle Hinweise liefern. Die Messung stabiler Isotope an kalkschaligen benthischen Foraminiferen gestattet Rückschlüsse auf die Veränderungen im Sauerstoff bzw. Kohlenstoff-Isotopenverhältnis der Bodenwassermasse (AKSU & HILLAIRES-MARCEL 1989, JANSEN et al. 1989, SHACKLETON & HALL 1984). Die Bedeutung von kieseligen Poriferen-Spicula als Signalträger von Veränderungen des Bodenwassers ist schwer einschätzbar. Bekannt ist lediglich, daß kieselige Poriferen (z.B. Demospongien) in nahezu jeder Wassertiefe (bis 6000m) vertreten sind. Ein bevorzugtes Auftreten in Wassertiefen von 150 bis 1000m wird von ZIEGLER (1983) angegeben. Poriferen reagieren gegenüber Strömungen sehr empfindlich, wobei sowohl geringe Bodenwasserströmungen, als auch zu starke Bodenwasserbewegung (Wassertrübung) bzw. hohe Sedimentationsraten, die Lebensbedingungen stark einschränken (ZIEGLER 1983).

Die planktonische Partikelgruppe

Diese Gruppe setzt sich aus den planktonischen Foraminiferen, den Diatomeen und den Radiolarien

zusammen. Durch ihren Lebensraum in den Oberflächenwassermassen (von ca. 500 bis 800m) geben sie Hinweise auf deren charakteristische Eigenschaften, wie Nährstoffangebot, Isotopenzusammensetzung, Salinität und Temperatur (Tab.3.0). Durch die Messung stabiler Isotope und Spurenelemente an Karbonatschalen von planktonischen Foraminiferen (z.B. *N. pachyderma* sin.) sind detaillierte Informationen über die Oberflächenwassermassen zusammengetragen worden (vgl. u.a. JANSEN et al. 1989, AKSU & HILLAIRES-MARCEL 1989, KEIGWIN 1984, BOYLE 1986, VOGELANG 1990).

Die Diatomeen- und Radiolarienassoziationen der hier bearbeiteten Bohrungen reflektieren einerseits Veränderungen der Temperatur der Oberflächenwassermassen (MONJANEL & BALDAUF 1989, BALDAUF 1984, LAZARUS & PALLANT 1989, GOLL & BJÖRKLUND 1989), andererseits ist das vermehrte Auftreten dieser Kieselorganismen an ein hohes Nährstoffangebot in der Wassersäule gebunden, wie es typischerweise in Bereichen von Auftriebsgebieten beobachtet wurde (LISITZIN 1972, LEINEN et al. 1986). Die Pauschaldaten der Grobfraktionsanalyse dieser Gruppen werden unter Einbeziehung der oben angegebenen Detailuntersuchungen diskutiert. Neben der generell schlechteren Erhaltungsfähigkeit von biogenen Opalpartikeln (SCHRADER 1972, MIKKELSEN 1984), führt das Häufigkeitsmaximum zwischen 200 und 30µm dieses Skelettmaterials (BOHRMANN 1988) zu einer Unterbewertung in der Grobfraktionsanalyse. Aufgrund der unterschiedlichen Lösungsresistenz und Partikelgröße der planktonischen biogen-kieseligen Partikel werden die Akkumulationsraten als minimale Raten angesehen.

Die terrigene Partikelgruppe

Die Komponenten dieser Partikelgruppe setzen sich aus Quarzkörnern, Feldspatkörnern, Gesteinsfragmenten und Glimmerplättchen zusammen. Ihre primäre Verfügbarkeit zur Sedimentation im Bereich der Bohrlokationen wird weitgehend von klimatischen Faktoren gesteuert. Diese Partikel der Grobfraktion gelangen insbesondere durch Seeis-, Packeis- oder Eisbergtransport in landfernere Gebiete, wo sie dann während der Abschmelzphasen freigesetzt werden und im Tiefseebereich sedimentieren. In einer Reihe von Arbeiten wurde der kausale Zusammenhang zwischen eistransportiertem terrigenen Material und Abschmelzvorgängen im Übergang zu Warmphasen dokumentiert (SHOR & POORE 1979, POORE 1981, SHACKLETON et al. 1984, RUDDIMAN et al. 1986, KRISSEK et al. 1985, KÖRSTGARD & NIELSEN 1989, HENRICH 1989, HENRICH et al. 1989a). Diese Untersuchungen zeigten, daß terrigene Partikel durch ihr erst-

maliges Auftreten Aussagen zum Beginn von Eistransport im Bereich der nördlichen Hemisphäre zulassen (KRISSEK 1989, WOLF & THIEDE 1990) (Tab.3.0) und die Zusammensetzung der Partikel auf geographische Regionen schließen läßt, die als potentielle Liefergebiete fungieren (SPIELHAGEN 1991, im Druck, BISCHOF 1991, im Druck).

Die vulkano-klastische Partikelgruppe

Das Auftreten von Tephrafragmenten in hohen Anteilen kann Hinweise auf vulkanische Aktivität geben. Für den Eintrag in das Sediment lassen sich zwei mögliche Szenarien annehmen. Zum einen ist eine Sedimentation der Tephrapartikel unmittelbar nach einem vulkanischen Ereignis denkbar, zum anderen läßt sich während glazialer Zeiten nach einem derartigen Ereignis eine Akkumulation der Partikel auf Eismassen annehmen (RUDDIMAN & GLOVER 1972, BITSCHNE et al. 1989). In diesem Fall wäre eine primäre Zufuhr erst nach einem Abschmelzprozeß gegeben, wobei hier eine Verdünnung durch die gleichzeitige Terrigenpartikelzufuhr wahrscheinlich ist (Tab.3.0).

Die authigene Partikelgruppe

Diese Gruppe beinhaltet Glaukonit- und Pyritpartikel. Der Aussagewert dieser Komponenten bezüglich paläo-ozeanographisch-klimatischer Veränderungen ist nur sehr vage (Tab.3.0). Durch die komplexen, teilweise noch unbekannten physiko-chemischen Bildungsmechanismen kann der Zeitpunkt ihres Entstehens nur schwer eingeschätzt werden. Für die Bildung von Glaukonitkörnern wird ein längerer Kontakt mit dem Bodenwasser diskutiert (z.B. GLASBY 1986). Gleichzeitig ist eine niedrige Sedimentations- bzw. Erosionsrate ("Nullsedimentation") notwendig, so daß diese Komponente ein limitiertes Aussagepotential hinsichtlich erosiver Bodenwasserevents beinhaltet. Andererseits lassen sich nicht immer entsprechende Sedimentstrukturen, wie Erosionsdiskordanzen, in entsprechenden Kernintervallen belegen (SRIVASTAVA et al. 1987).

3.4 Limitierende Faktoren

Sowohl die Gesamtsedimentparameter, als auch die einzelnen Partikelgruppen unterliegen zwei einschränkenden Gegebenheiten hinsichtlich ihres Interpretationspotentials als Signalträger von paläo-ozeanographisch-klimatischen Änderungen: a) Autochthon sedimentierte Partikelkompositionen werden in Folge von Bioturbation verändert. b) Durch Umlagerungsprozesse von älterem Material und deren lateraler Zufuhr entsteht eine sekundäre Sedimentzusammensetzung (vgl. u.a. SARNTHEIN 1971). Einerseits vermindern zwar

beide Mechanismen die primäre Aussagekraft, andererseits geben sie jedoch sekundäre Hinweise auf das Ablagerungsmilieu.

Untersuchungen an rezenten Sedimenten aus dem Bereich der Norwegischen See (Vöring Plateau) zeigten, daß bioturbate Sedimentschichten von bis zu 20 cm Tiefe beobachtet wurden, wobei insbesondere die oberen 10 cm durch Benthosorganismen stark durchmischt werden (ROMERO-WETZEL 1989). Es ist zu vermuten, daß in Zeiten niedriger Sedimentationsraten eine derartige Bioturbationsaktivität zumindest eine Unschärfe des primären Sedimentationssignals verursacht. Intervalle mit lateraler Zufuhr von biogenen umgelagerten Partikeln lassen sich durch biostratigraphische Methoden dokumentieren. So wies SPIEGLER (1989) *Inoceramus* Prismen (Kreide) sowie benthische und planktonische Foraminiferen (Oligozän/Miozän) in plio-pleistozänen Sedimenten des ODP-Leg 104 nach und interpretierte diese, als durch Eistransport eingetragenes Material.

Neben Turbiditen und Rutschmassen kommen als weiterer Mechanismus der Umlagerung intensive bodennahe Strömungen in Betracht (DAVIES & LAUGHTON 1972), wobei hier die Partikelgröße eine entscheidende Rolle spielt (WALGER 1965, 1966) und mögliche Einflüsse in dem Korngrößenspektrum widerspiegelt werden. Eindeutige Abschätzungen zu Menge und Zeitdauer einer lateralen Zufuhr von nicht-biogenen Partikeln können nicht ohne zusätzliche detailliert Daten (z. B. Sedimentphysik, Logging) angegeben werden (vgl. Abschn. Hiaten).

Die oben diskutierten möglichen limitierenden Faktoren sind bei Rückschlüssen, die aus der Zusammensetzung des Gesamtsedimentes und der Grobfraction gezogen werden, zu berücksichtigen. In der Tabelle (3.0) trägt die Angabe 'indirektes Signal' den oben erörterten Einschränkungen Rechnung.

4 VARIABILITÄT UND VERÄNDERLICHKEIT DER SPÄTNEOGENEN SEDIMENTE

Dieses Kapitel dient der Darstellung der Resultate. Dabei wird die Stratigraphie, die zum Aufstellen einer Zeitskala benutzt wurde, vorangestellt. Die detaillierte Dokumentation der sedimentologischen Daten erfolgt ausschließlich beschreibend.

4.1 Stratigraphie

4.1.1 Stabile Isotope

Die Untersuchung der Sauerstoffisotopen an planktonischen Foraminiferen (*N. pachyderma* sin.) der Bohrung 643 wurde zunächst an einem Probensatz geringer zeitlicher Auflösung (ca. 8000 Jahre) von JANSEN et

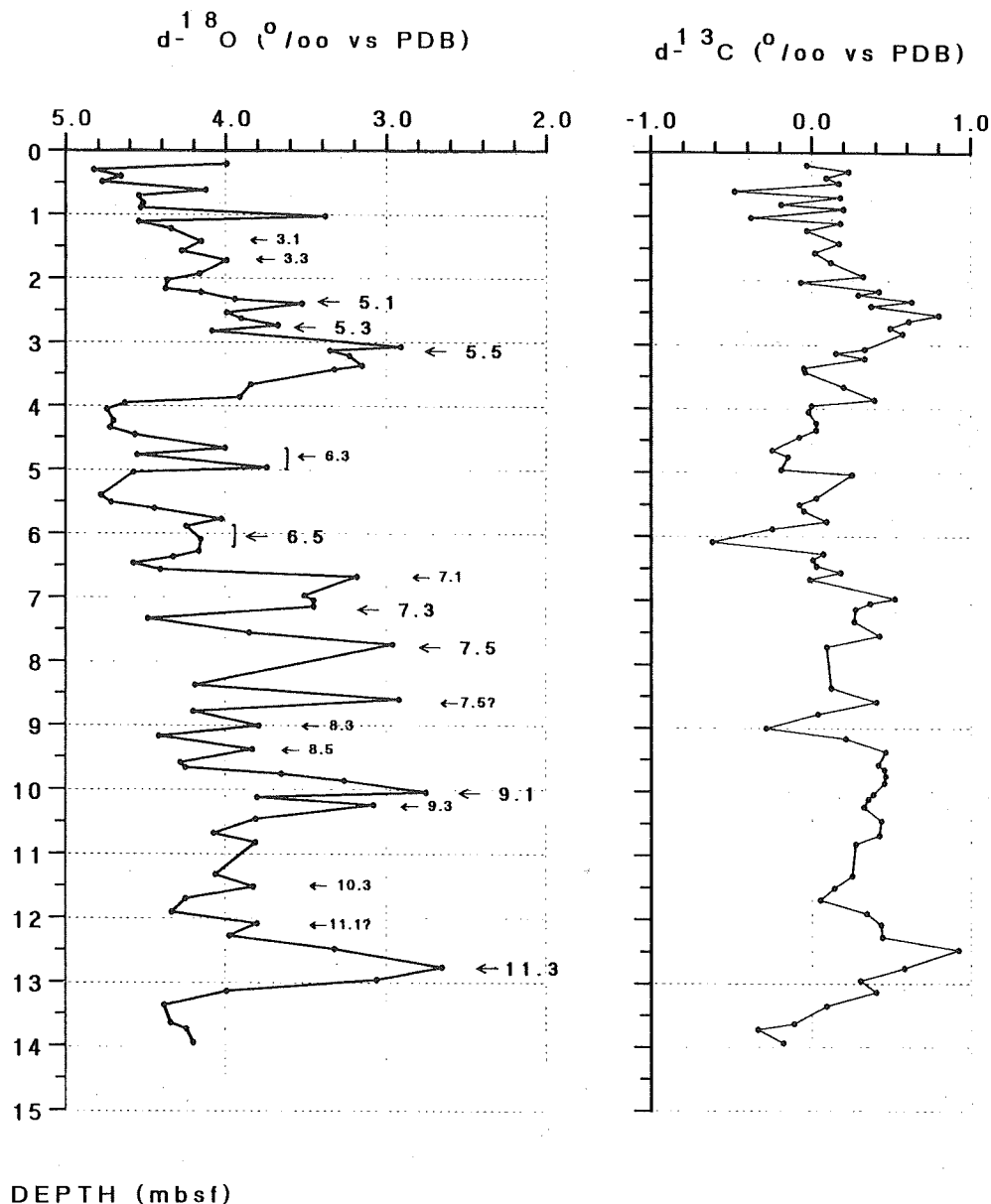


Abb. 4.1: Messergebnisse der Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope der Bohrung 643 (verwendete 'Events' hervorgehoben).

al. (1989) durchgeführt. Als problematisch für eine eindeutige Interpretation der Sauerstoffisotopendaten erwies sich der Zeitabschnitt zwischen den Sauerstoffisotopenstadien 3 bis 11. Durch engere Probenabstände (ca. 2000 Jahre) konnte eine detaillierte hochauflösende Sauerstoffisotopenstratigraphie innerhalb der Brunhes Chron etabliert werden. Eine erhebliche Optimierung der Zeitskala wurde insbesondere in dem Zeitintervall der Sauerstoffisotopenstadien 3 bis 10 erreicht (Abb.4.1). Zusätzlichen Alters-/Tiefen-Fixpunkten (Abb.4.1, hervorgehobene Events) fanden ihre Berücksichtigung bei

der Aufstellung des Alters-/Tiefen-Modelles der Bohrung 643 (Absch. 4.1.2), wobei für die Alterszuordnung den Autoren MARTINSON et al. (1987) und IMBRIE et al. (1984) gefolgt wurde.

4.1.2 Alters-/Tiefen-Modelle und lineare Sedimentationsraten

Labrador See Bohrung 646

Die Alters-/Tiefen-Fixpunkte des primären Daten-

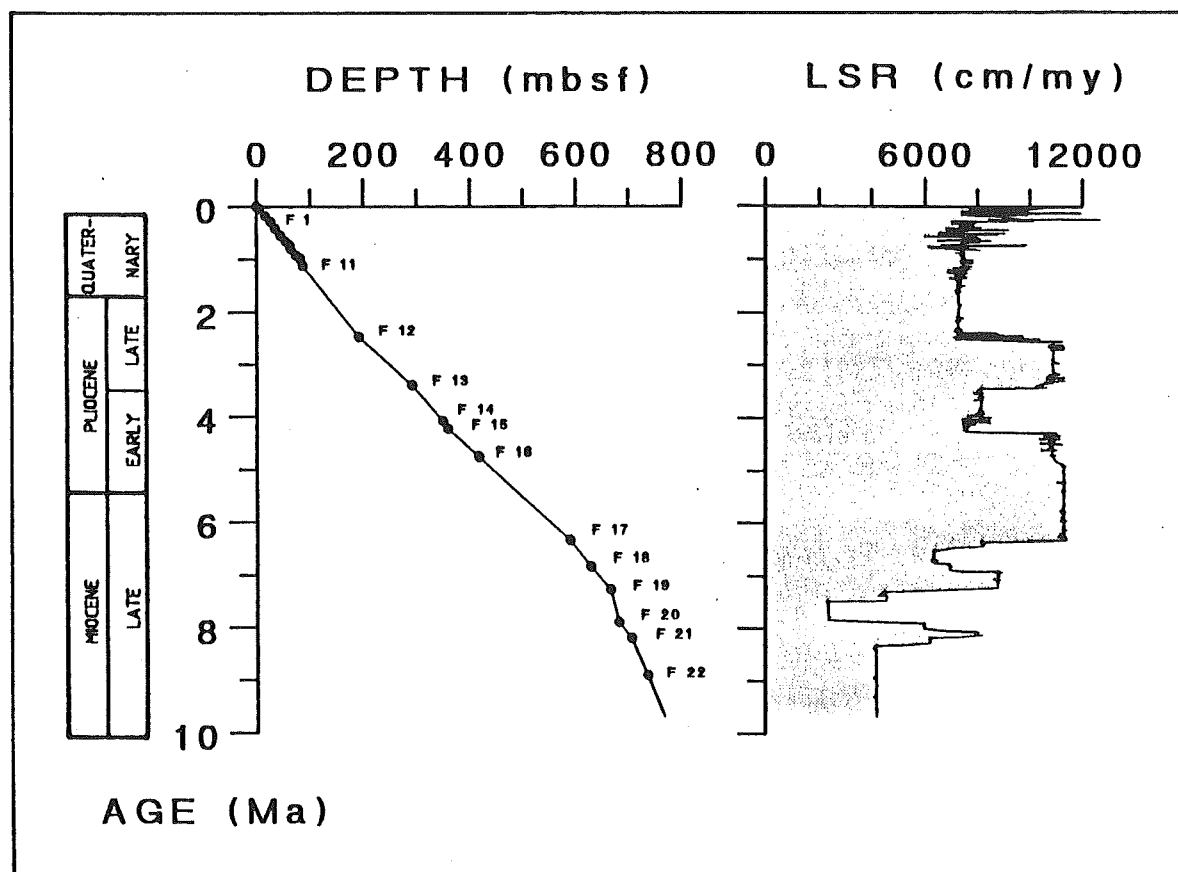


Abb. 4.2: Alters/Tiefen-Modell der Bohrung 646 und die resultierenden linearen Sedimentationsraten (F = Altersfixpunkt vgl. A 3).

satzes (SRIVASTAVA et al. 1987, CLEMENT et al. 1989, HALL et al. 1989) sind der Tabelle (A 3.4), die des sekundären Datensatzes der Tabelle (A 3.4) zu entnehmen. Der Interpretation magnetischer Daten dieser Bohrung ist der Vorrang eingeräumt worden, da nur vernachlässigbare Abweichungen zur biostratigraphischen Interpretation auftreten. Unsicherheiten bestehen lediglich in der Interpretation der magnetischen Chron C4A (Bottom N1) und Chron C5 (Top), die auch durch biostratigraphische Befunde nicht gelöst werden konnten (CLEMENT et al. 1989, BALDAUF et al. 1989). Hiaten sind nicht eindeutig dokumentiert, obwohl zwischen 7.8 und 7.4 Ma die Sedimentationsrate deutlich reduziert war (Abb.4.2). BALDAUF et al. 1989 diskutieren hier die Möglichkeit eines Hiatus, der aber zeitlich nicht auflösbar ist.

In diesem Alters-/Tiefen-Modell werden C4A-N1 (Bottom) und C5 (Top) als richtig erkannt angenommen (vgl. SRIVASTAVA et al. 1987). Die Steigung zwischen diesen beiden Chrons in der Alters-/Tiefen-Kurve wurde für die lineare Errechnung des Basisalters der

Bohrung 646 benutzt, das theoretisch 9.6 Ma Jahre beträgt. Als wahrscheinlich erscheint ein tatsächliches Basisalter, das zwischen maximal 9.6 und minimal 8.9 Ma anzusetzen ist.

Drastische Zunahmen der Sedimentationsrate (bis 12000 cm*my⁻¹) treten um 8.0 Ma, um 7.0 Ma, um 6.2 Ma und um 3.5 Ma auf (Abb.4.2). Ausgesprochene Minima (5800 bis 2000 cm*my⁻¹) werden um 7.7 Ma und um 6.4 Ma erreicht. In den Zeitintervallen zwischen 4.2 und 3.5 Ma bzw. 2.5 und 0.5 Ma erreicht die Sedimentationsrate mittlere Werte von um 7500 cm/my.

Norwegische See Bohrung 643

Sowohl die Primärdatensätze als auch die Sekundärdatensätze sind in der stratigraphischen Synthese des Leg 104 (GOLL 1989, BLEIL 1989, LOCKER & MARTINI 1989) publiziert und für diese Bearbeitung übernommen worden. Lediglich innerhalb der Brunhes-Chron sind zusätzliche Altersfixpunkte erarbeitet worden. Dazu gehören die detaillierte Bearbeitung des kal-

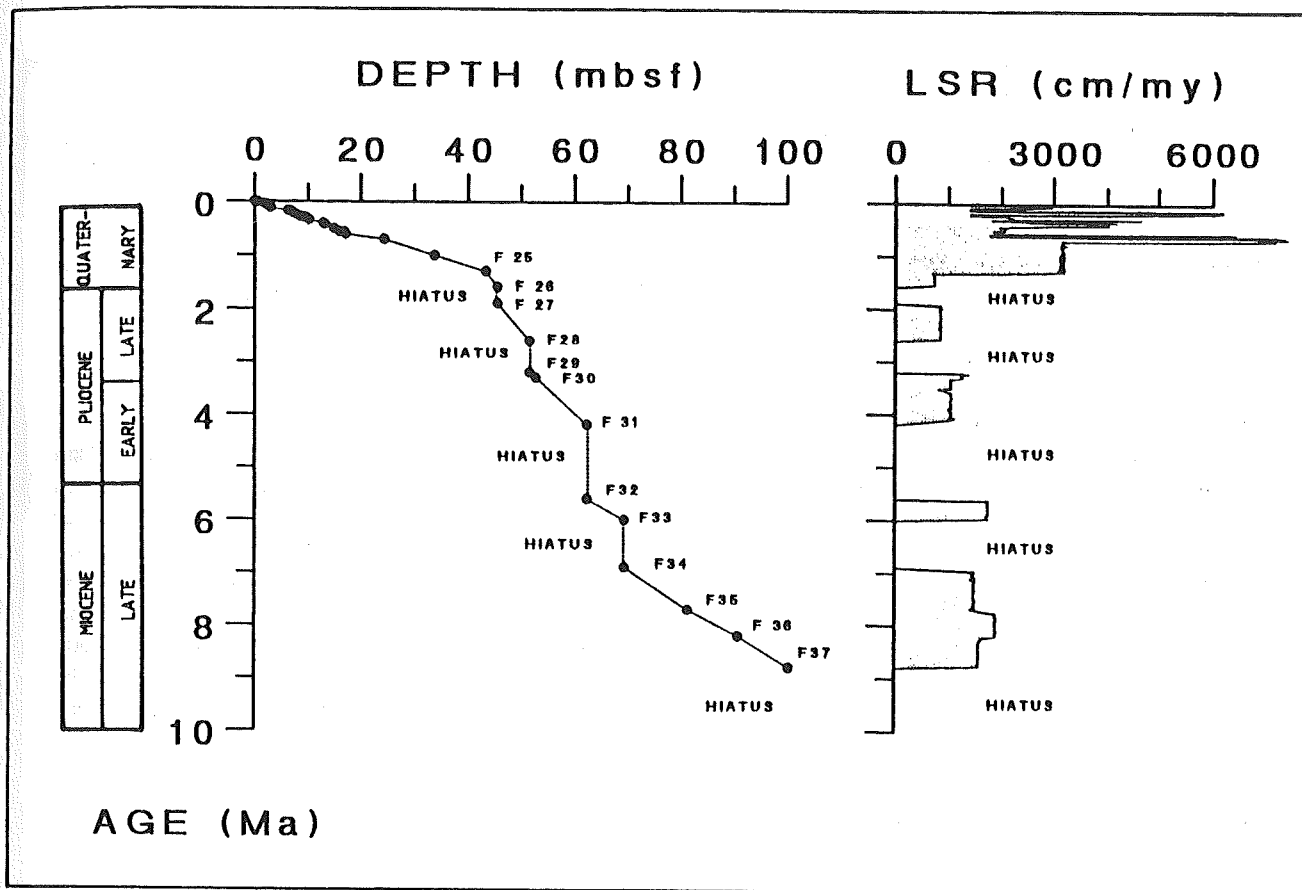


Abb. 4.3: Alters/Tiefen-Modell der Bohrung 643 und die resultierenden linearen Sedimentationsraten (Altersfixpunkte nach GOLL 1989).

kigen Nannoplanktons (BAUMANN 1990) und eine hochauflösende Sauerstoffisotopen-Stratigraphie (vgl. Abschn. 4.1.1), die gerade in diesem Zeitabschnitt wertvolle weitere Altersfixpunkte (Abb.4.3) liefern, welche in den Sekundärdatensatz inkorporiert wurden (Tab. A 3.9) bilden.

Im späten miozänen und im pliozänen Abschnitt dieser Bohrung erkannten die stratigraphischen Bearbeiter (in ELDHOLM et al. 1989) insgesamt 5 Hiaten, die von GOLL (1989) mit Erosionsevents in der Norwegischen See in Verbindung gebracht werden. GOLL (1989) sieht für diese Erosionsevents Meeresspiegelschwankungen als ursächlich verantwortlich, die den Wassermassenaustausch über den Grönland-Island-Faeroer-Rücken steuerten und zu einer Reorganisation der Bodenwasserzirkulation führten.

In dem Zeitabschnitt zwischen dem späten Miozän und 1.2 Ma dokumentiert diese Bohrung mit durchschnittlich $1500 \text{ cm} \cdot \text{my}^{-1}$ ausgesprochen niedrige Sedimentationsraten (Abb.4.3). Höhere Sedimentationsraten von etwa $1900 \text{ cm} \cdot \text{my}^{-1}$ werden lediglich um 8.0 Ma erreicht. Maximal Werte von bis zu $7000 \text{ cm} \cdot \text{my}^{-1}$ kenn-

zeichnen die vergangenen 1.2 my.

Bohrung 642

Die Altersfixpunkte des Primärdatensatzes (GOLL 1989) bilden die Grundlage für die Berechnung des Sekundärdatensatzes (Tab. A 3.14). Zusätzliche Altersfixpunkte bestimmt, von JANSEN et al. (1988, 1989) fanden für den Zeitabschnitt innerhalb der Brunhes Chron in diesem Alters-/Tiefen-Modell Berücksichtigung. Zwei Hiaten im späten Miozän und im Pliozän sind für diese Bohrung angegeben (ELDHOLM et al. 1989) (Abb.4.4).

Die Sedimentationsraten erreichen zwischen 6 und 5 Ma mit ca. $3000 \text{ cm} \cdot \text{my}^{-1}$ ein erstes Maximum und ein weiteres ab 0.8 Ma mit $5000 \text{ cm} \cdot \text{my}^{-1}$ (Abb.4.4). In den verbleibenden Zeitabschnitten liegt die Sedimentationsrate mit ca. $1300 \text{ cm} \cdot \text{my}^{-1}$ auf einem ähnlichen Level wie die der Bohrung 643.

Bohrung 644

Die Basisdaten der Stratigraphie für ein Alters-/Tie-

fen-Modell (Abb.4.5) dieser Bohrung wurden von GOLL (1989) und BLEIL (1989) übernommen. Sie beruhen ausschließlich auf der magnetostratigraphischen Interpretation. Die biostratigraphischen Fixpunkte wurden dieser Altersskala zugeordnet. Zusätzliche Altersfixpunkte aufgrund von isotopengeologischen Untersuchungen erarbeiteten JANSEN et al. (1989, 1990). Diese Daten wurden im Sekundärdatensatz (Tab. A 3.20) berücksichtigt. Als Basisalter der Bohrung ergibt sich rechnerisch 2.8 Ma, wobei anzumerken ist, daß die Steigung zwischen den Altersfixpunkten F8 und F9 linear bis in die Endteufe interpoliert wurde.

Die linearen Sedimentationsraten erreichen zwischen 2.8 Ma und 1.0 Ma Werte von durchschnittlich $7500 \text{ cm} \cdot \text{my}^{-1}$ (Abb.4.5). In den letzten 1.0 my Jahren steigen die Sedimentationsraten signifikant auf durchschnittlich ca $11000 \text{ cm} \cdot \text{my}^{-1}$.

Rockall Plateau Bohrung 552

Für die Bohrung 552 liegt aufgrund einer detaillierten Sauerstoffisotopenstratigraphie ein hochauflösendes Zeitgerüst vor (SHACKLETON & HALL 1984). Dieses Alters-/Tiefen-Modell wurde unverändert übernommen und die entsprechenden Alters-/Tiefen-Beziehungen sind den Datensätzen (Tabs. A 3.23 bis A 3.27) zu entnehmen.

4.1.3 Hiaten

In der Labrador See Bohrung 646 konnten in den vergangenen 10 my keine Hiaten eindeutig erkannt werden (BALDAUF et al. 1989). Einerseits sinken zwar die Sedimentationsraten zwischen 7.9 und 7.5 Ma kurzfristig auf $2000 \text{ cm} \cdot \text{my}^{-1}$ und BALDAUF et al. (1989) diskutieren die Möglichkeit eines zeitlich kurzen Hiatus, der mit den angewandten stratigraphischen Methoden nicht aufgelöst werden kann, andererseits zeigen die Bohrungen in der Norwegischen See über längere Zeit-

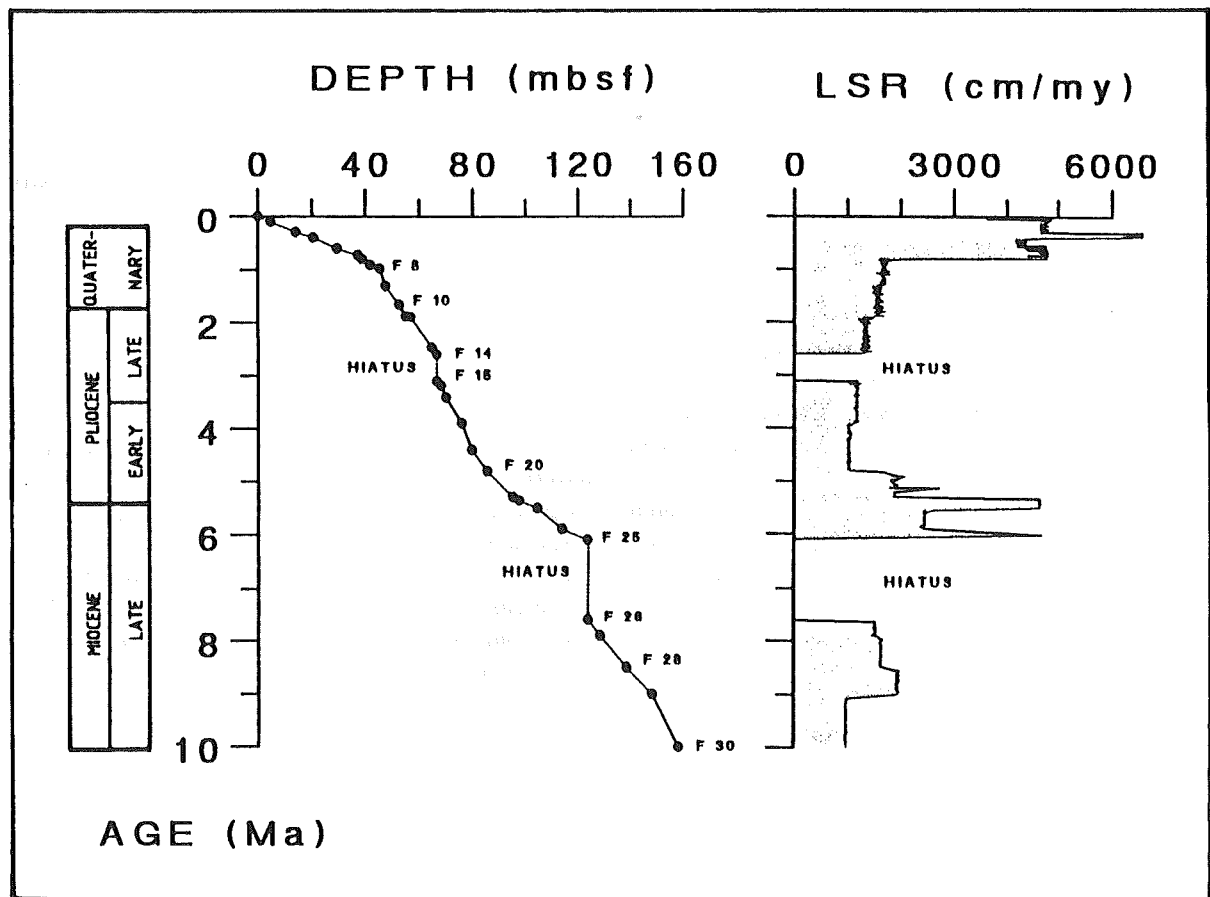


Abb. 4.4: Alters/Tiefen-Modell der Bohrung 642 und die resultierenden linearen Sedimentationsraten (Altersfixpunkte nach GOLL 1989).

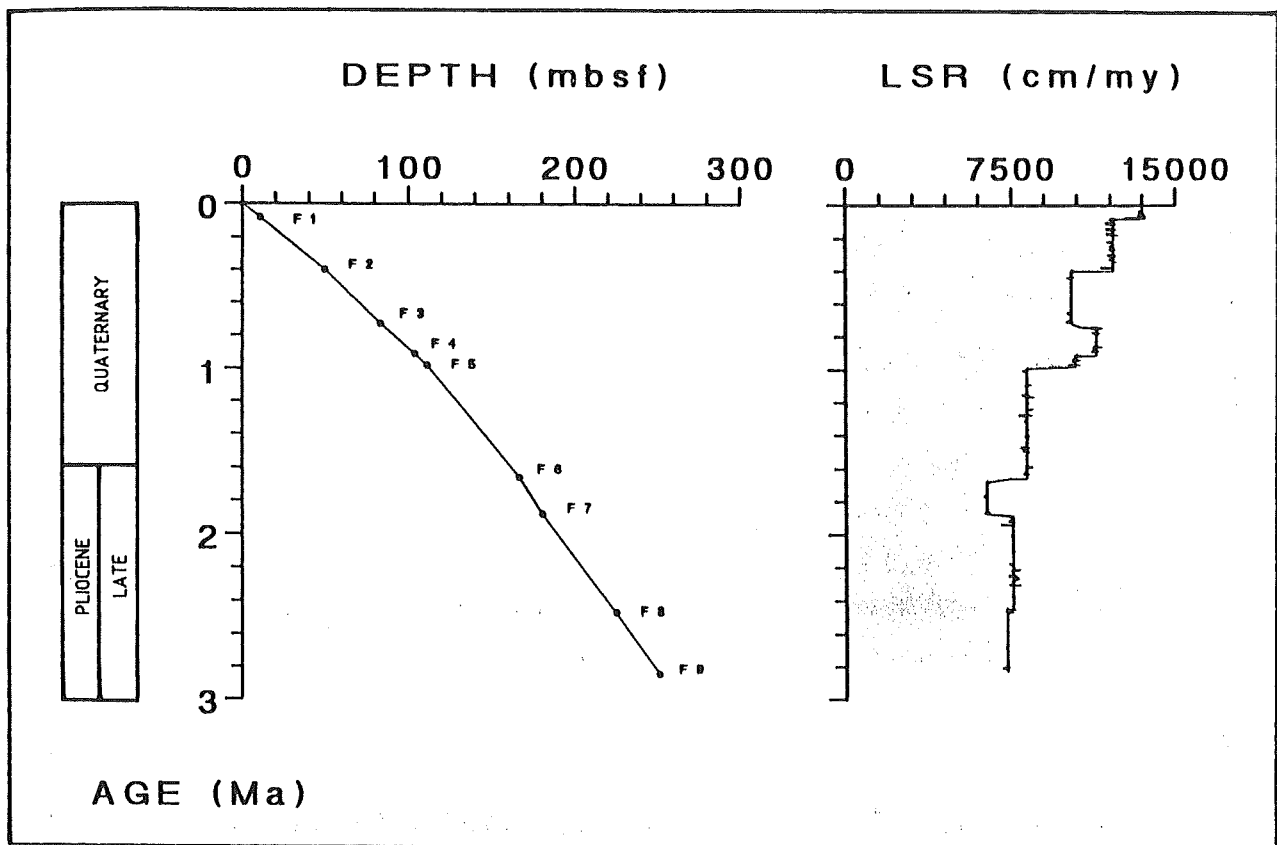


Abb. 4.5: Alters/Tiefen-Modell der Bohrung 644 und die resultierenden linearen Sedimentationsraten (Altersfixpunkte nach GOLL 1989).

intervalle ähnliche oder niedrigere LSR-Werte, die offensichtlich im Bereich einer normalen LSR-Wertspanne liegen.

Als Kontrast sind eine ganze Reihe von Hiaten in den Bohrungen in der Norwegischen See (642, 643) seit dem späten Neogen belegt (GOLL 1989). Auf die Problematik der Identifizierung und Zeitdauer wird im Kapitel 4.1 eingegangen. Von der Annahme der exakten Bestimmung der Hiaten ausgehend (GOLL 1989, BLEIL 1989) lassen sich für die Bohrung 643 fünf Zeitspannen (13.7 bis 8.8 Ma, 6.9 bis 6.0 Ma, 5.6 bis 4.2 Ma, 3.2 bis 2.6 Ma und 1.9 bis 1.6 Ma) ohne Sediment-überlieferung angeben. In der Bohrung 642 gelang die Dokumentation von zwei Hiaten (7.6 bis 6.1 Ma, 3.1 bis 2.6 Ma) (Abb. 4.3; 4.4). Bemerkenswert ist das Auftreten von zwei Zeitspannen (6.9 bis 6.1 und 3.1 bis 2.6 Ma) sowohl in der Bohrung 643 (Wassertiefe: 2779 m, Fußbereich des Vöring Plateaus) als auch in der Bohrung 642 (Wassertiefe: 1292 m, Top-Bereich des Vöring Plateaus), in denen Hiaten belegt sind.

4.2 Qualifizierung und Quantifizierung des Gesamtsedimentes

4.2.1 Korngrößenverteilung

Labrador See Bohrung 646

Der Anteil der Grobfraction ist in der Bohrung 646 mit durchschnittlich 5 bis 10 Gew.-% (Abb. 4.6) im Pliozän und Quartär deutlich geringer als in den Bohrungen in der Norwegischen See (Abb. 4.7 bis 4.9). Erhöhte Werte von Grobfractionsanteilen lassen sich ab 2.9 Ma beobachten, wobei insbesondere das Quartär hochfrequente Schwankungen mit kurzfristig maximalen Werten von 35 Gew.-% widerspiegelt. Die durchschnittlichen Werte der Subfraktionen 63-125 μm (um 60 Gew.-%) und 125-500 μm (um 30 Gew.-%) zeigen in den vergangenen 4.5 my keine signifikanten Abweichungen von diesen Mittelwerten. Bemerkenswert ist dagegen das sporadische Auftreten hoher Anteile von bis zu 80 Gew.-% in den Subfraktionen 500-1000 μm bzw. >1000 μm , wobei in der letzteren ein drastischer, kurzzeitiger Anstieg um 3.9 Ma dokumentiert ist.

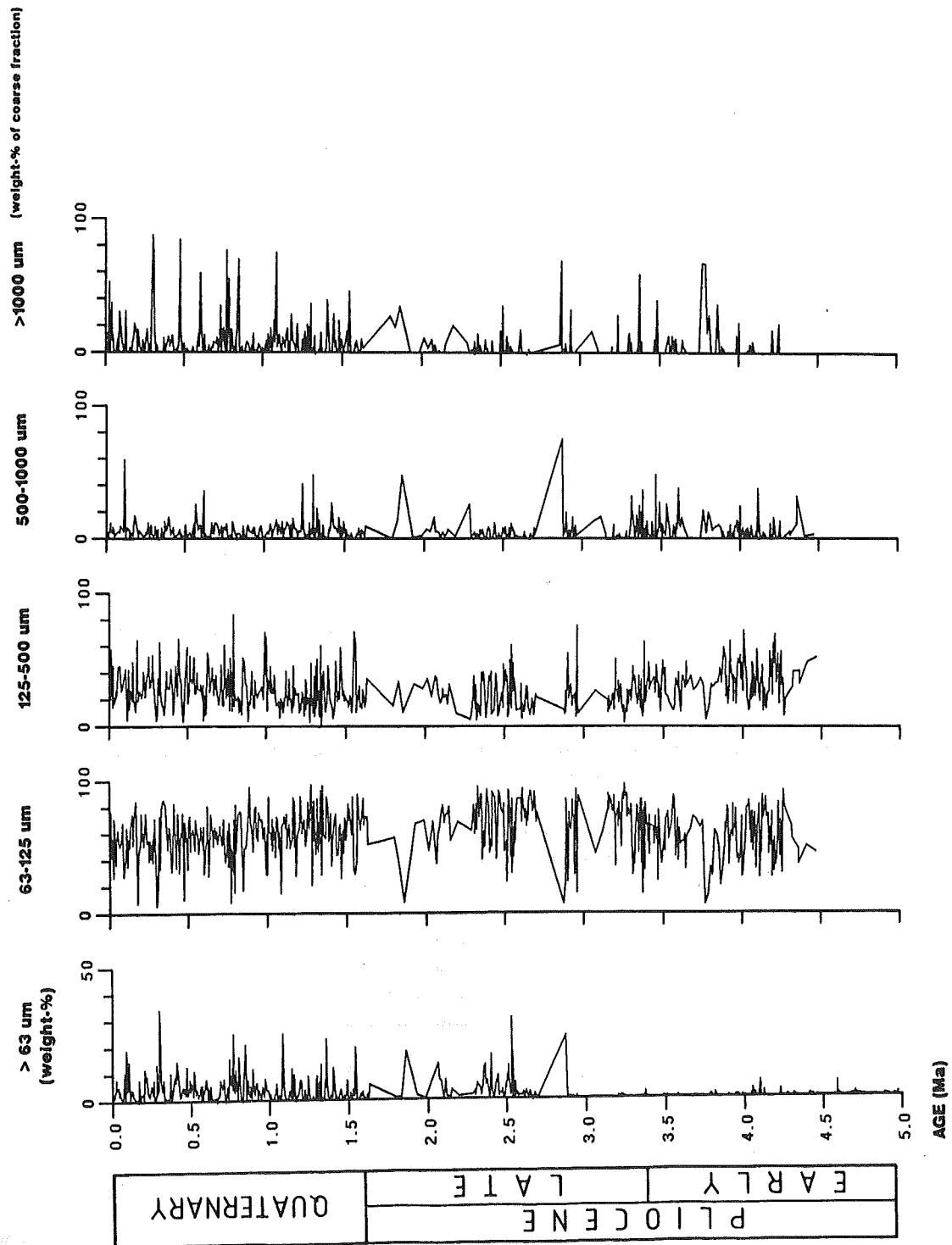


Abb. 4.6: Grobfraktionsanteile (>63µm) und Subfraktionsanteile (bezogen auf >63µm) der Bohrung 646.

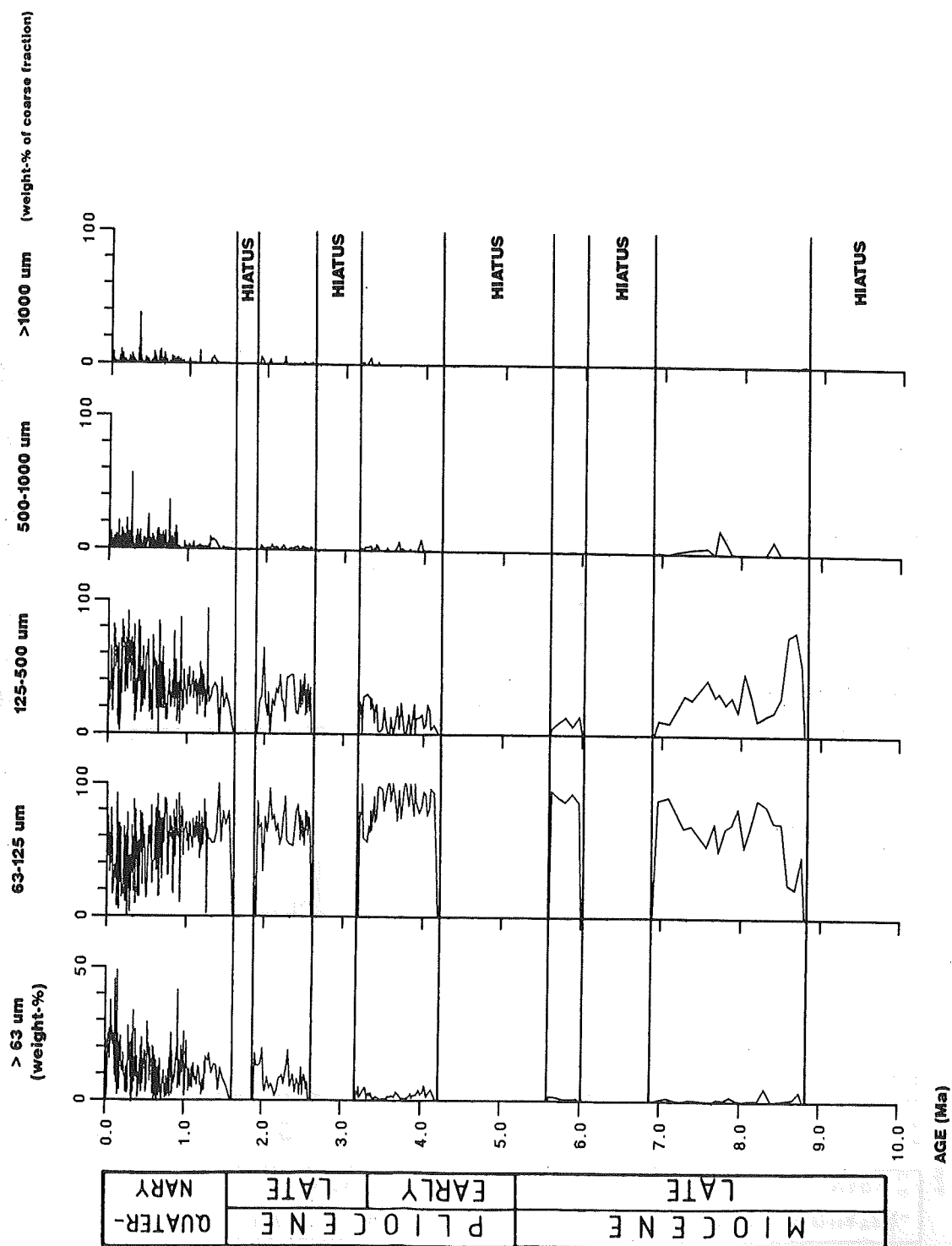


Abb. 4.7: Grobfraktionsanteile (>63µm) und Subfraktionsanteile (bezogen auf >63µm) der Bohrung 643.

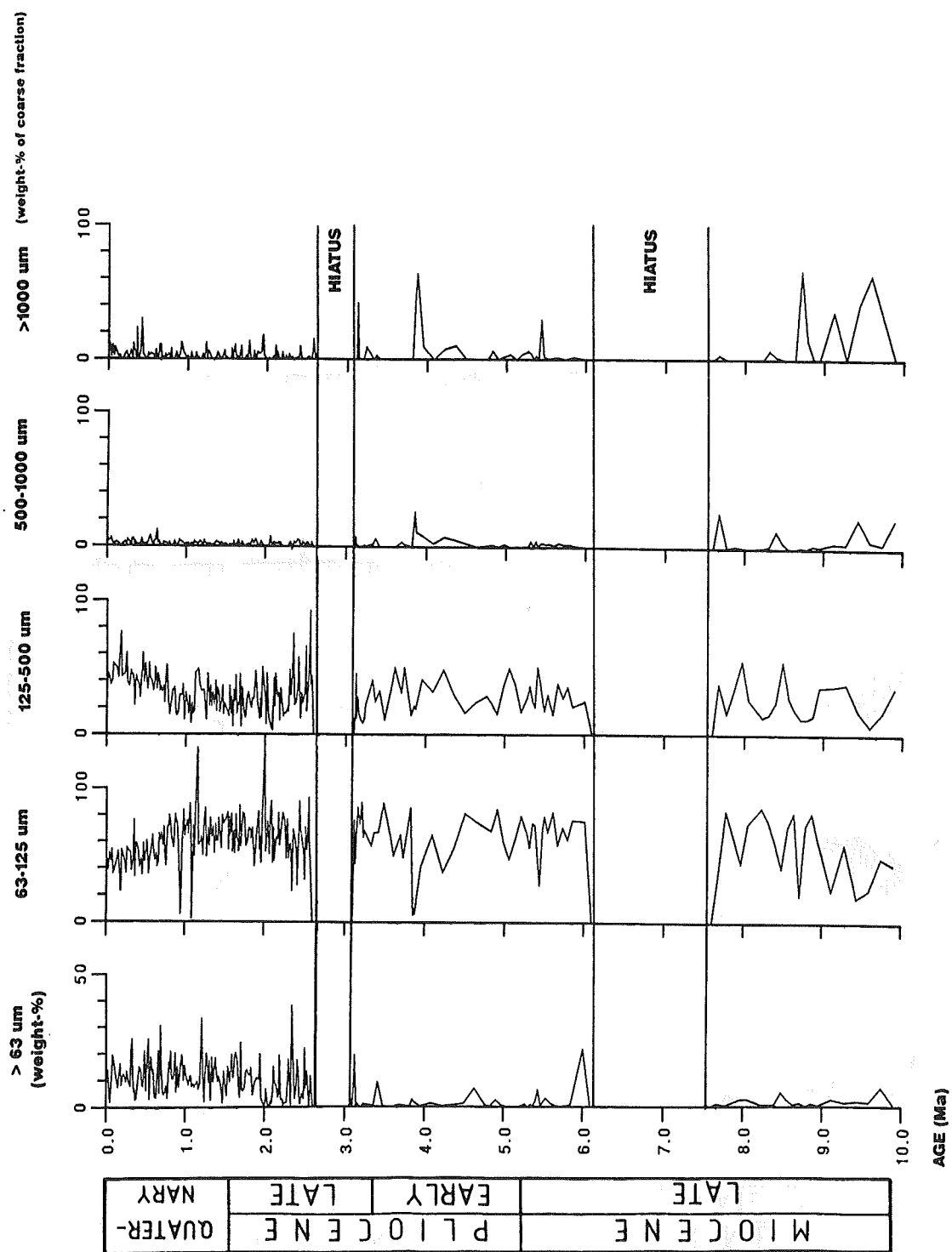


Abb. 4.8: Grobfractionsanteile (>63µm) und Subfractionsanteile (bezogen auf >63µm) der Bohrung 642.

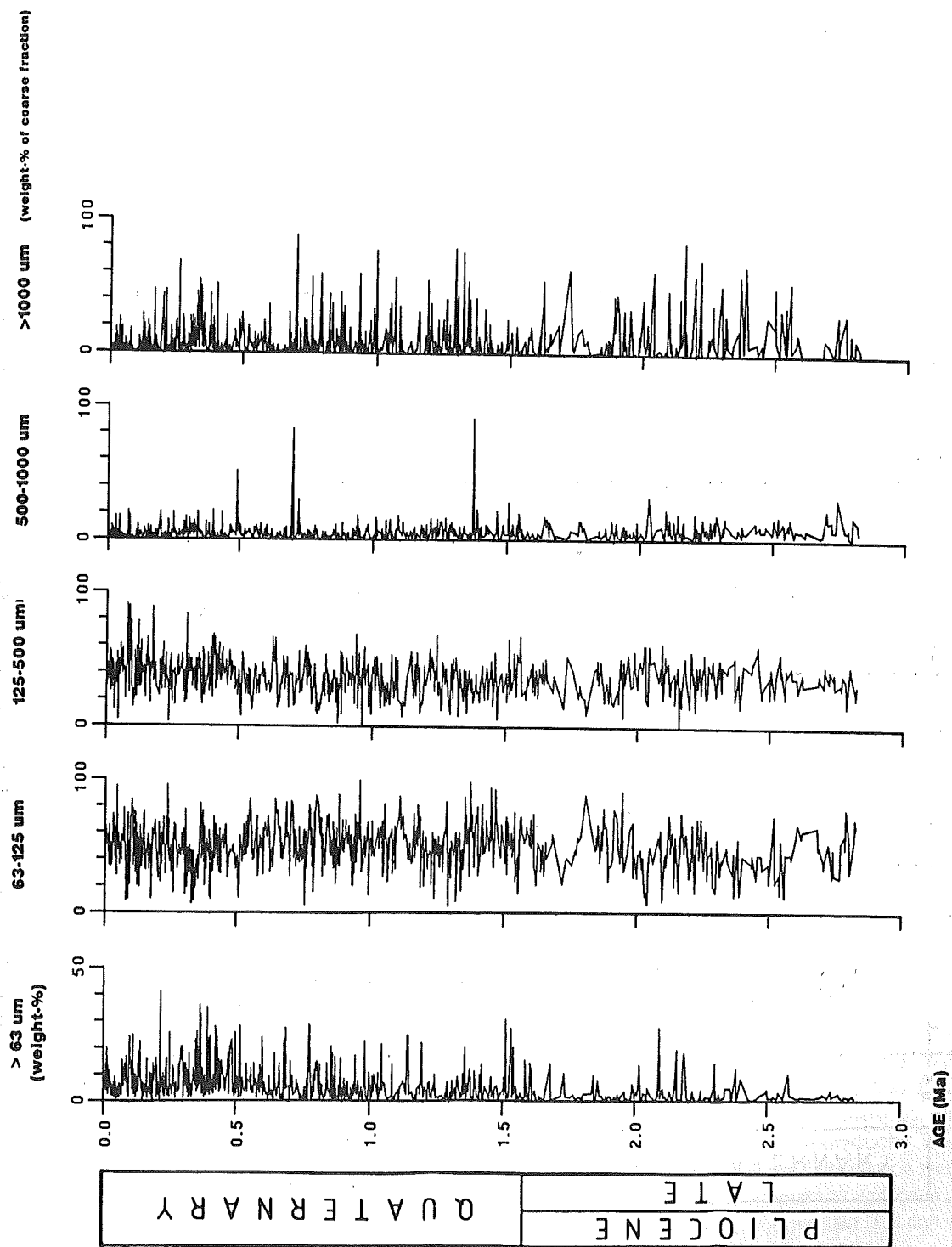


Abb. 4.9: Grobfraktionsanteile (>63 μm) und Subfraktionsanteile (bezogen auf >63 μm) der Bohrung 644.

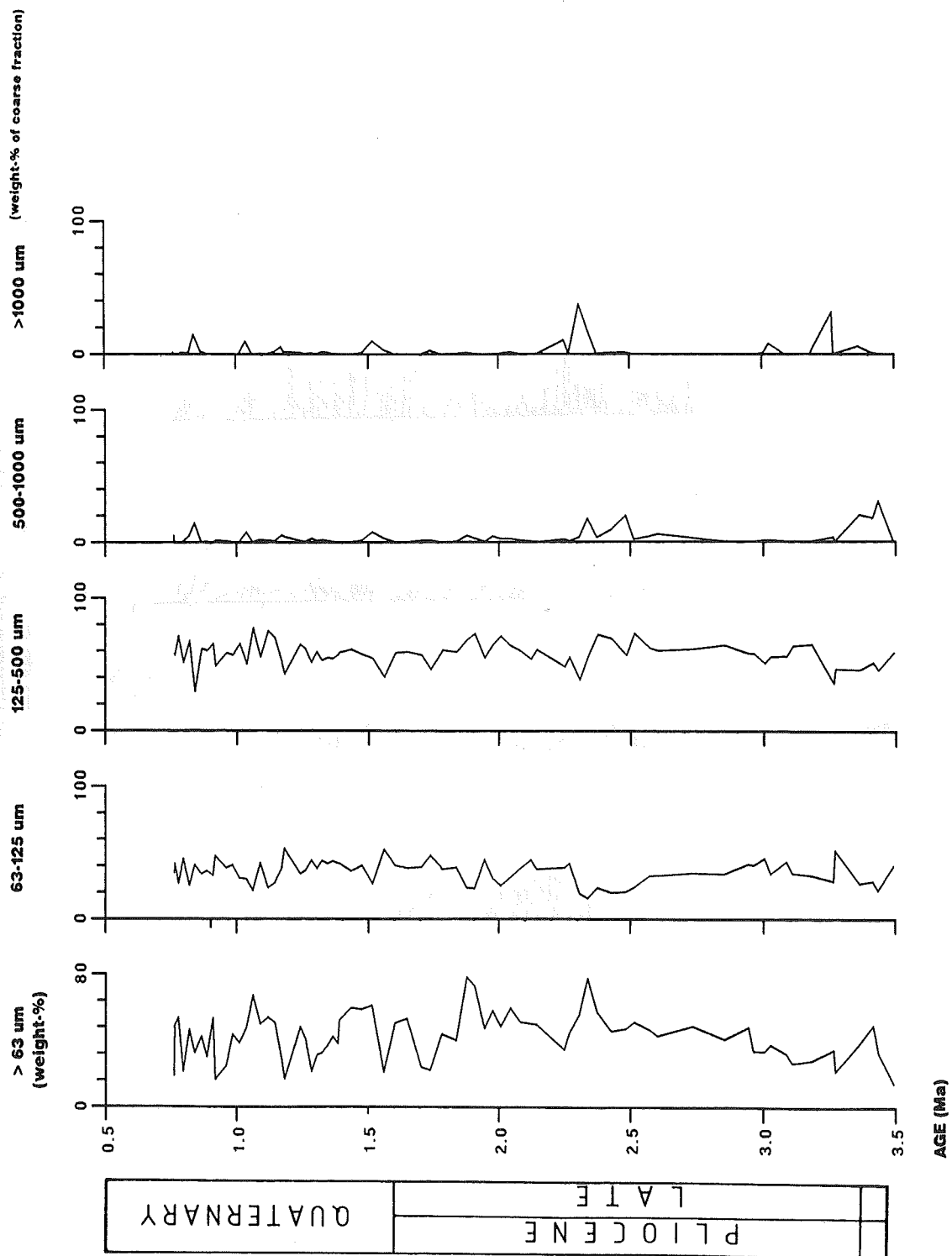


Abb. 4.10: Grobfractionsanteile (>63µm) und Subfractionsanteile (bezogen auf >63µm) der Bohrung 552.

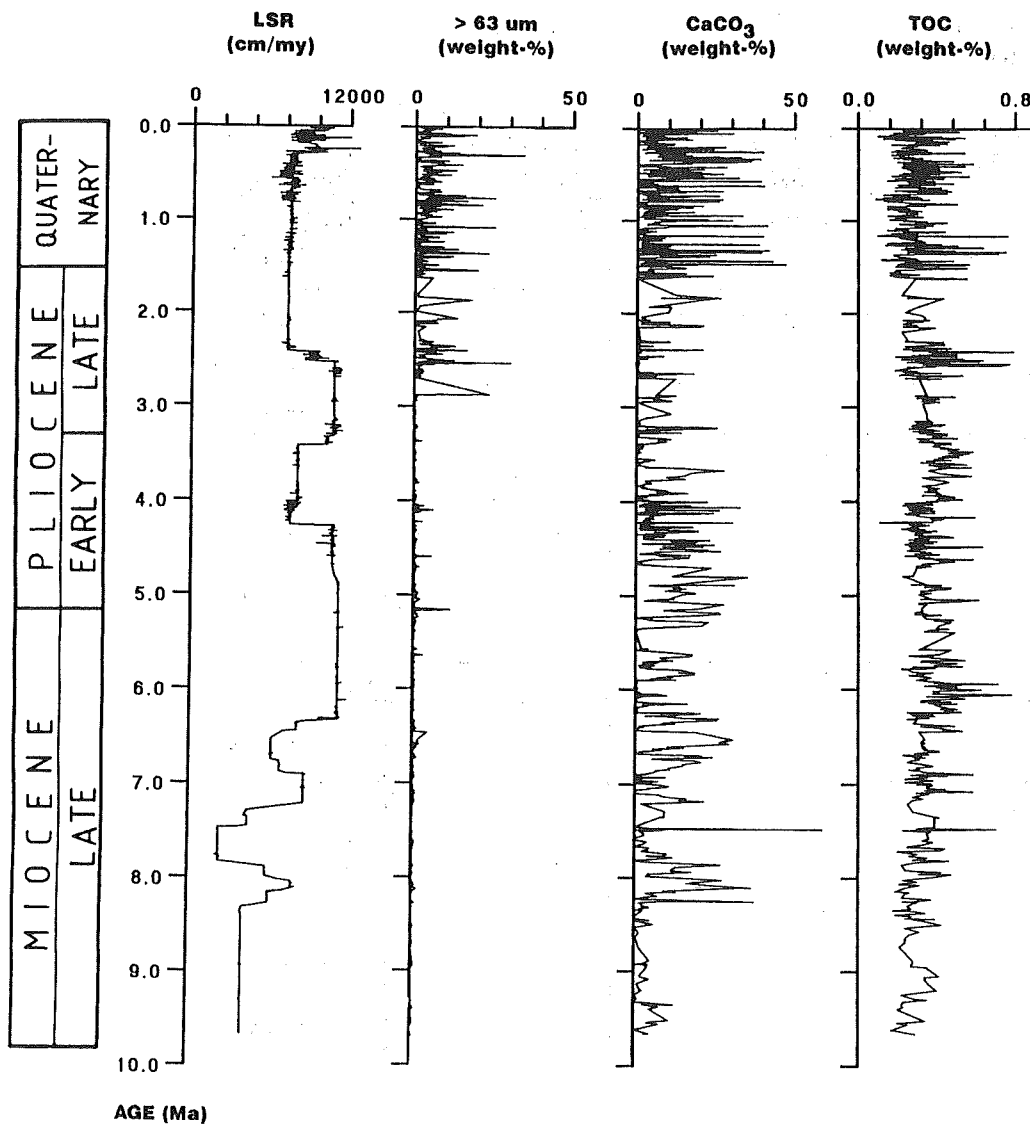


Abb. 4.11: Gegenüberstellung der qualitativen Anteile des Gesamtsedimentes und der linearen Sedimentationsraten der Bohrung 646.

Norwegische See Bohrung 643

Die Variationen der Korngrößenverhältnisse sind der Abbildung (4.7) zu entnehmen. In der ersten Spalte ist der Anteil der Grobfraction >63 µm dargestellt. Das späte Miozän zeigt die geringsten Grobfractionsanteile (0.5-3 Gew.-%). Ein signifikanter Anstieg auf 5 Gew.-% ist ab 4.1 Ma zu verzeichnen. Im Zeitintervall von 4.1 bis 1.0 Ma schwanken die >63µm-Anteile zwischen 5 und 20 Gew.-%. Die maximalen Anteile (bis 50 Gew.-%) der Grobfraction werden erst in den letzten 1.0 Ma erreicht. Innerhalb der Grobfraction läßt sich die Korngrößenverteilung aus den Spalten 2 bis 5 (Abb.4.7) entnehmen. Dabei muß angemerkt werden,

daß als Bezugsgröße das Gewicht der Grobfraction (100%) dient. Die internen Fluktuationen in den Subfraktionen dokumentieren drastische Unterschiede. Die Subfraction 63-125 µm erreicht im Miozän/Pliozän ihre maximalen Werte (95-100 Gew.-%), während zeitgleich die Subfraction 125-500 µm auf minimale Werte (0-15 Gew.-%) absinkt. Die Subfraktionen 500-1000 µm und >1000 µm zeigen generell sehr niedrige Werte (0-5 Gew.-%). Auffällig ist der sporadische Einsatz von Anteilen in der 500-1000 µm Subfraction zwischen 10 Ma und 4 Ma und ihr permanentes Auftreten ab ca. 4.0 Ma. Die Subfraction >1000 µm läßt sich erst ab ca. 3.3 Ma belegen.

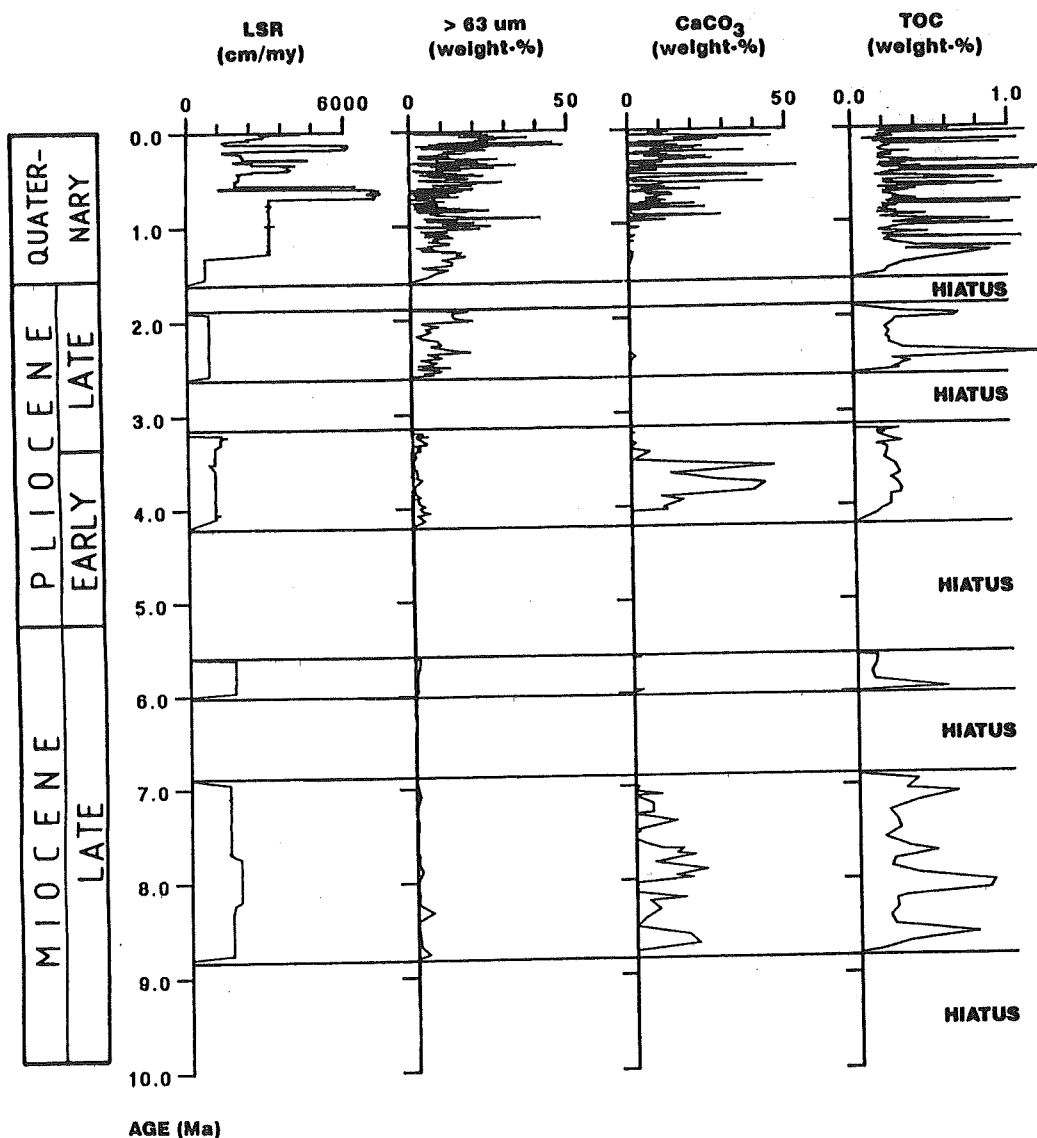


Abb. 4.12: Gegenüberstellung der qualitativen Anteile des Gesamtsedimentes und der linearen Sedimentationsraten der Bohrung 643.

Bohrung 642

Die Anteile der Grobfraction (>63 µm) erreichen im späten Miozän und frühen Pliozän geringere Werte (durchschnittlich 2 bis 8 Gew.-%) als im späten Miozän bzw. Quartär (Abb.4.8). In diesem Zeitabschnitt werden Werte von durchschnittlich 10 bis 20 Gew.-% erreicht. Das gesamte Zeitintervall (10 Ma bis heute) wird durch deutlich ausgeglichene Variationen in den Anteilen der Subfraktionen 63-125 µm und 125-500 µm geprägt. Lediglich im Quartär zeigt sich eine signifikante Zunahme der Werte (auf max. 80 Gew.-%) in der Subfraktion 125 bis 500 µm. Ähnlich hohe Anteile werden nur noch

um 2.5 Ma erreicht. Die Subfraktionen 500-1000 µm und >1000 µm (Abb.4.8) dokumentieren auffällige Maxima (10 bis 30 Gew.-%) zwischen 10 und 8 Ma. um 5.4 Ma, um 3.9 Ma und um 3.1 Ma. Auffällig sind die leicht geringeren Anteile (<5 Gew.-%) im späten Pliozän und Quartär im Vergleich zu den Anteilen der Bohrung 643 (Abb.4.7).

Bohrung 644

Das späte Pliozän und Quartär der Bohrung 644 sind durch mittlere Werte von 40 Gew.-% Grobfraction charakterisiert (Abb.4.9). Sie liegen damit deutlich

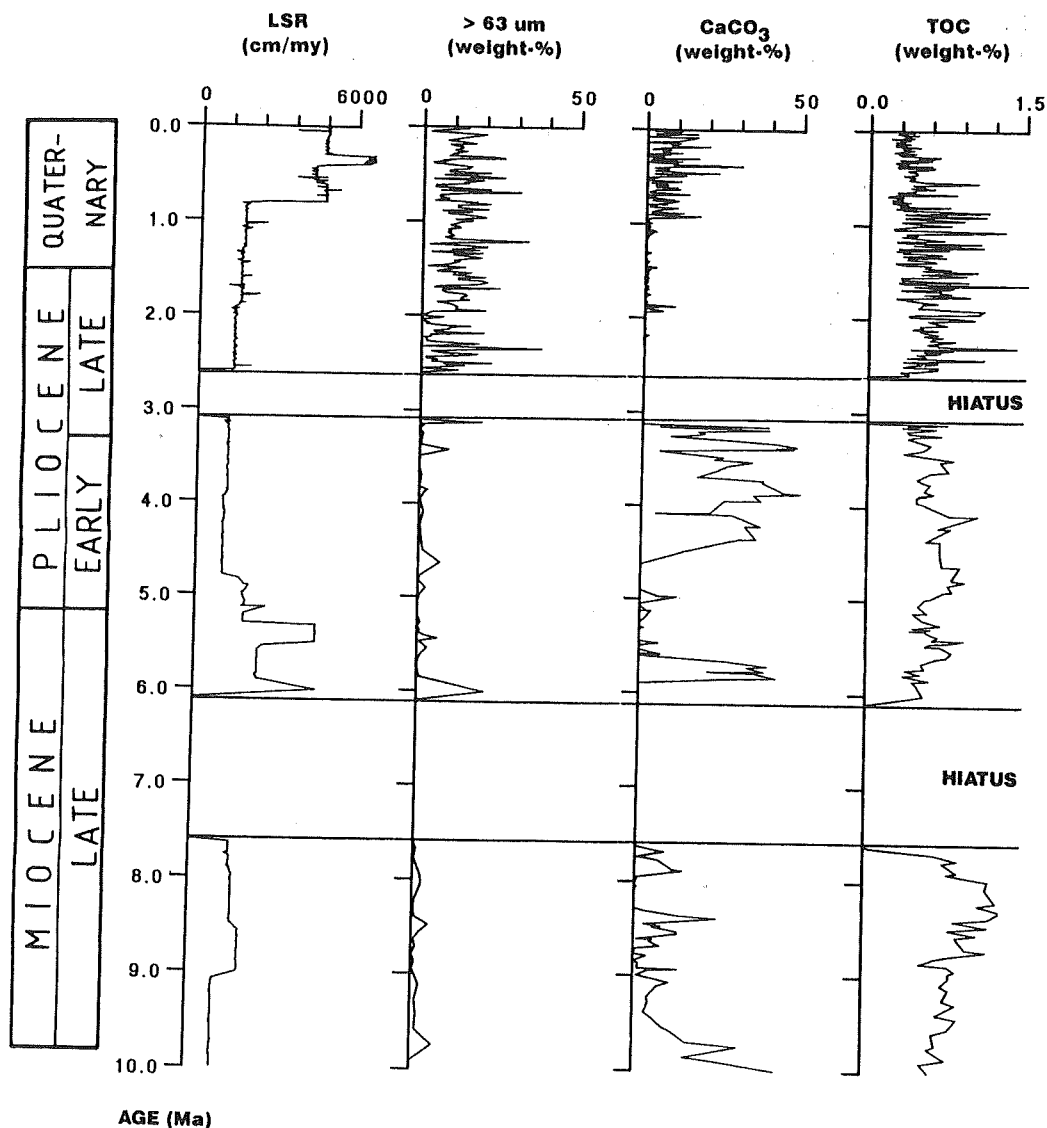


Abb. 4.13: Gegenüberstellung der qualitativen Anteile des Gesamtsedimentes und der linearen Sedimentationsraten der Bohrung 642.

oberhalb der Werte, die in der Bohrung 642 (Abb.4.8) festgestellt wurden. Ab ca. 2.6 Ma läßt sich in der Bohrung 644 ein signifikanter Anstieg der Grobfraction (ca. 10 Gew.-%) erkennen. Bemerkenswert ist die Abnahme der Werte zwischen 2.0 und 1.5 Ma. Die Subfraktionen 63-125 µm (durchschnittlich 45 Gew.-%) und 125-500 µm (durchschnittlich 35 Gew.-%) zeigen nicht die Fluktuationen innerhalb beider Subfraktionen, die in den Bohrungen 642 und 643 beobachtet werden (Abb.4.7 und 4.8). Im Vergleich zu diesen Bohrungen sind hier in den Subfraktionen 500-1000 µm (durchschnittlich um 5 Gew.-%) und >1000 µm (durchschnittlich um 10 Gew.-%) deutlich höhere Anteile zu verzeichnen.

Rockall-Plateau Bohrung 552

Im Zeitintervall von 3.5 bis 0.5 Ma werden in der Bohrung 552 hohe Anteile (durchschnittlich um 40 Gew.-%) der >63µm Fraktion erreicht (Abb.4.10). Auffällig sind die Maxima um 3.4 Ma, um 2.4 Ma, und um 1.7 Ma im Pliozän. Deutliche Variationen der Korngrößenverteilung innerhalb der Grobfraction lassen sich nicht erkennen. Die Subfraktionen erreichen durchschnittliche Werte von 40 Gew.-% (63-125µm) bzw. 50 Gew.-% (125-500µm). Die Subfraktionen 500-1000µm und >1000µm überliefern deutlich geringere Anteile. Lediglich um 3.4 und um 2.4/2.3 Ma treten maximale Anteile von 20 Gew.-% auf.

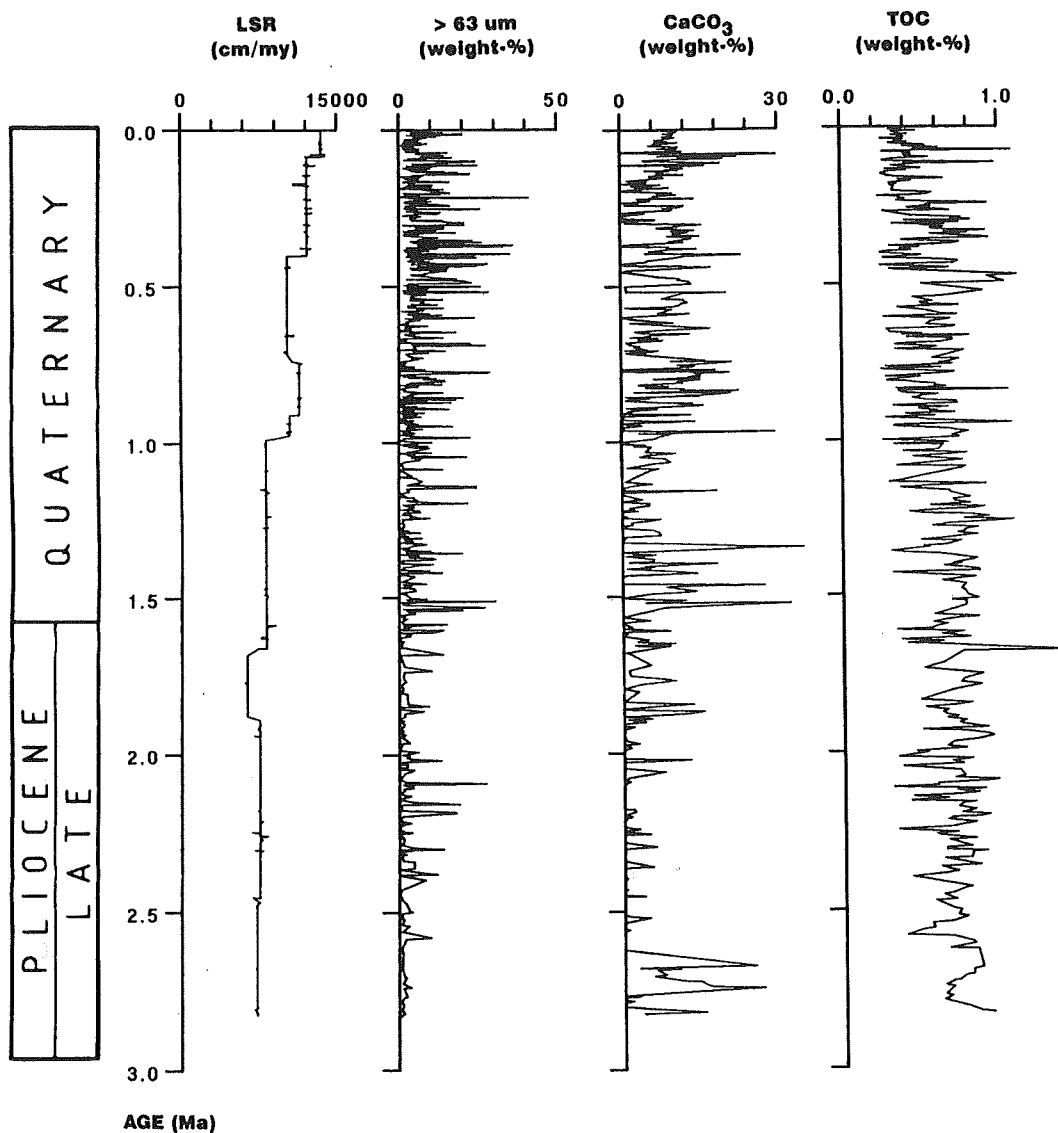


Abb. 4.14: Gegenüberstellung der qualitativen Anteile des Gesamtsedimentes und der linearen Sedimentationsraten der Bohrung 644.

4.2.2 Calciumkarbonatgehalt und organischer Kohlenstoffgehalt

Labradorsee Bohrung 646

Die Calciumkarbonatwerte der Bohrung 646 sind im Miozän/Pliozän mit durchschnittlichen Werten von 20 bis 25 Gew.-% deutlich niedriger als im Quartär (Abb.4.11). Dort erreichen sie mittlere Werte von 30-35 Gew.-%. Ein drastischer Anstieg der Karbonatanteile ab 8.3 Ma deutet einen Wechsel in den Sedimentationsverhältnissen an. Zeiträume mit leicht niedrigeren Karbonatgehalten sind um 7.5 Ma, zwischen 6.0 und 5.4 Ma bzw 3.6 und 1.5 Ma dokumentiert. Hochfrequente Fluk-

tuationen zwischen den Extrema sind für die gesamte erbohrte Sequenz auffällig. Die organischen Kohlenstoffgehalte pendeln um einen mittleren Wert von etwa 0.3 Gew.-%. Sie erreichen maximale Werte (bis zu 0.8 Gew.-%) um 7.0 Ma, um 6.0 Ma, um 2.5 Ma und zwischen 1.5 und 1.1 Ma.

Norwegische See Bohrung 643

Die Messungen des Calciumkarbonatgehaltes (in Gew.-%) der Bohrung 643 dokumentieren im späten Neogen charakteristische Fluktuationen. Abbildung 4.12 zeigt in den überlieferten Sedimenten sowohl Zeitspannen, in denen keine nennenswerten Karbonatanteile belegt

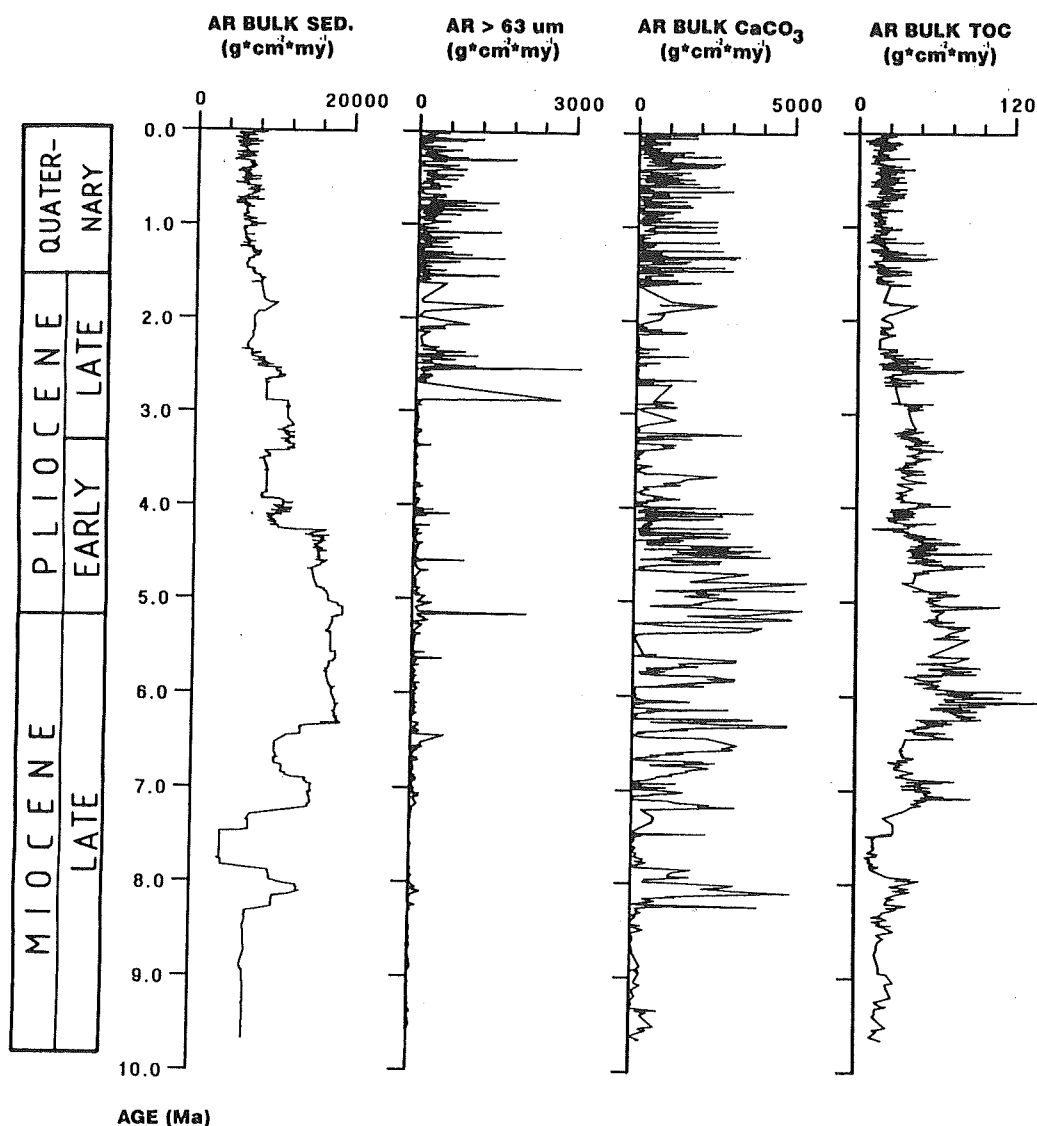


Abb. 4.15: Akkumulationsraten des Gesamtsedimentes der Bohrung 646.

sind (7.0 bis 4.1 Ma, 3.5 bis 1.0 Ma) als auch Bereiche mit höheren Anteilen (20 bis 30 Gew.-%) zwischen 8.8 bis 7.0 Ma und 4.0 bis 3.5 Ma. In den letzten 1.0 my sind mit bis zu 50 Gew.-% Calciumkarbonatanteil die Maximalwerte zu verzeichnen. Der organische Kohlenstoff läßt sich im gesamten Neogen nachweisen. Seine durchschnittlichen Werte erreichen Anteile von 0.2 Gew.-%, während Maximalwerte von bis zu 1.0 Gew.-% gehäuft (zwischen 8.8 und 6.0 Ma, 2.4 Ma bis heute) in den überlieferten Abschnitten auftreten.

Bohrung 642

In den Sedimenten der Bohrung 642 lassen sich im Calciumkarbonatgehalt drei Variationsbereiche unter-

scheiden. Keine Karbonatüberlieferung oder geringste Anteile sind zwischen 8.3 und 8.0 Ma, um 6.0 Ma, zwischen 5.6 und 4.6 Ma und zwischen 2.5 und 0.9 Ma zu erkennen (Abb.4.13). Die höchsten Karbonatwerte (bis zu 50 Gew.-%) erscheinen in den Zeitabschnitten zwischen 10.0 und 8.3 Ma, 8.0 und 7.6 Ma, 5.9 und 5.6 Ma und zwischen 4.6 und 3.1 Ma. Dagegen treten in den letzten 0.9 my mit starken, kurzfristigen Schwankungen durchschnittliche Karbonatwerte von 10 bis 15 Gew.-% auf. Die Anteile des organischen Kohlenstoffs mit durchschnittlich 0.6 Gew.-% dokumentieren hinsichtlich ihrer Variationsbreite deutliche Unterschiede (Abb.4.13). So lassen sich mit niedriger Schwankungsbreite im Zeitabschnitt zwischen 8.8 und 7.6 Ma maximale Anteile (ca. 1.0 Gew.-%) erkennen. Hochfrequente Schwankungen

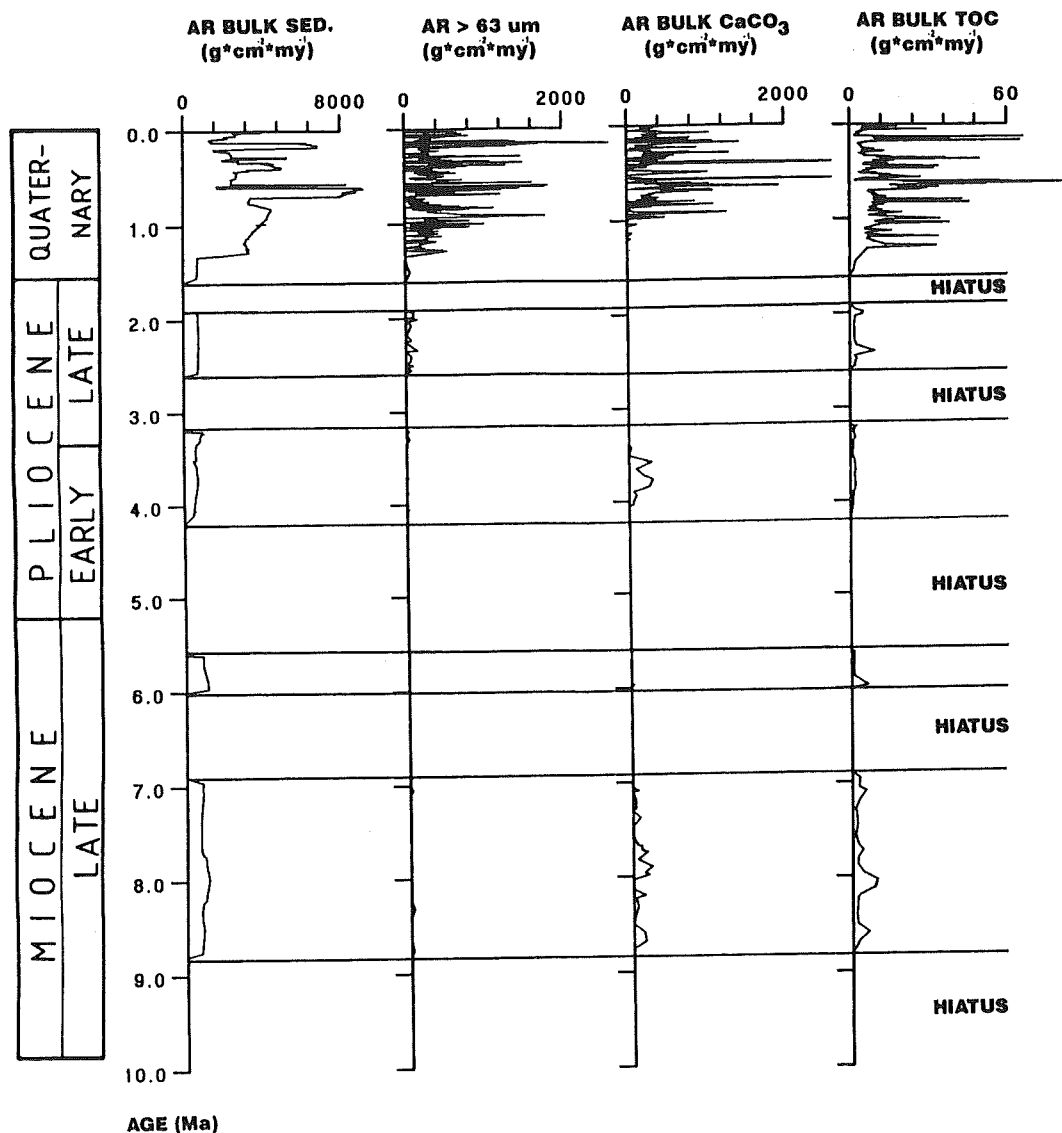


Abb. 4.16: Akkumulationsraten des Gesamtsedimentes der Bohrung 643.

mit maximalen Werten von 1.5 Gew.-% treten in den glazial/interglazial geprägten Sedimenten ab 2.6 Ma auf.

Bohrung 644

Auf Abbildung (4.14) sind bei der Bohrung 644 durchschnittliche Calciumkarbonatwerte von 15 Gew.-% im späten Pliozän und im Quartär dokumentiert. Deutlich geringere Werte von etwa 2-5 Gew.-% kennzeichnen den Zeitabschnitt zwischen 2.6 und 2.0 Ma, wohingegen maximale Werte von bis zu 30 Gew.-% zwischen 1.6 und 1.3 Ma erreicht werden. Bemerkenswert sind die hochfrequenten Fluktuationen der Anteile in den überlieferten Sedimenten. Der Anteil des organischen Kohlenstoffes liegt durchschnittlich bei Gehalten

von ca. 0.8 Gew.-%. Auffällig sind auch hier die hohen Amplituden der Fluktuationen zwischen maximalen Werten von 1.1 Gew.-% und minimalen Werten von 0.1 Gew.-%.

Rockall Plateau Bohrung 552

Bei der Bearbeitung der Bohrung 552 stand ein Vergleich des terrigenen Eintrages der Grobfraktion mit den Bohrungen auf dem Vöring Plateaus im Vordergrund. Die Daten des Calciumkarbonatgehaltes am Gesamtsediment sind von ZIMMERMAN et al. (1984) beschrieben worden. Ähnlich hochauflösende Messungen am organischen Kohlenstoffgehalt stehen zu Vergleichszwecken nicht zur Verfügung, so daß auf die

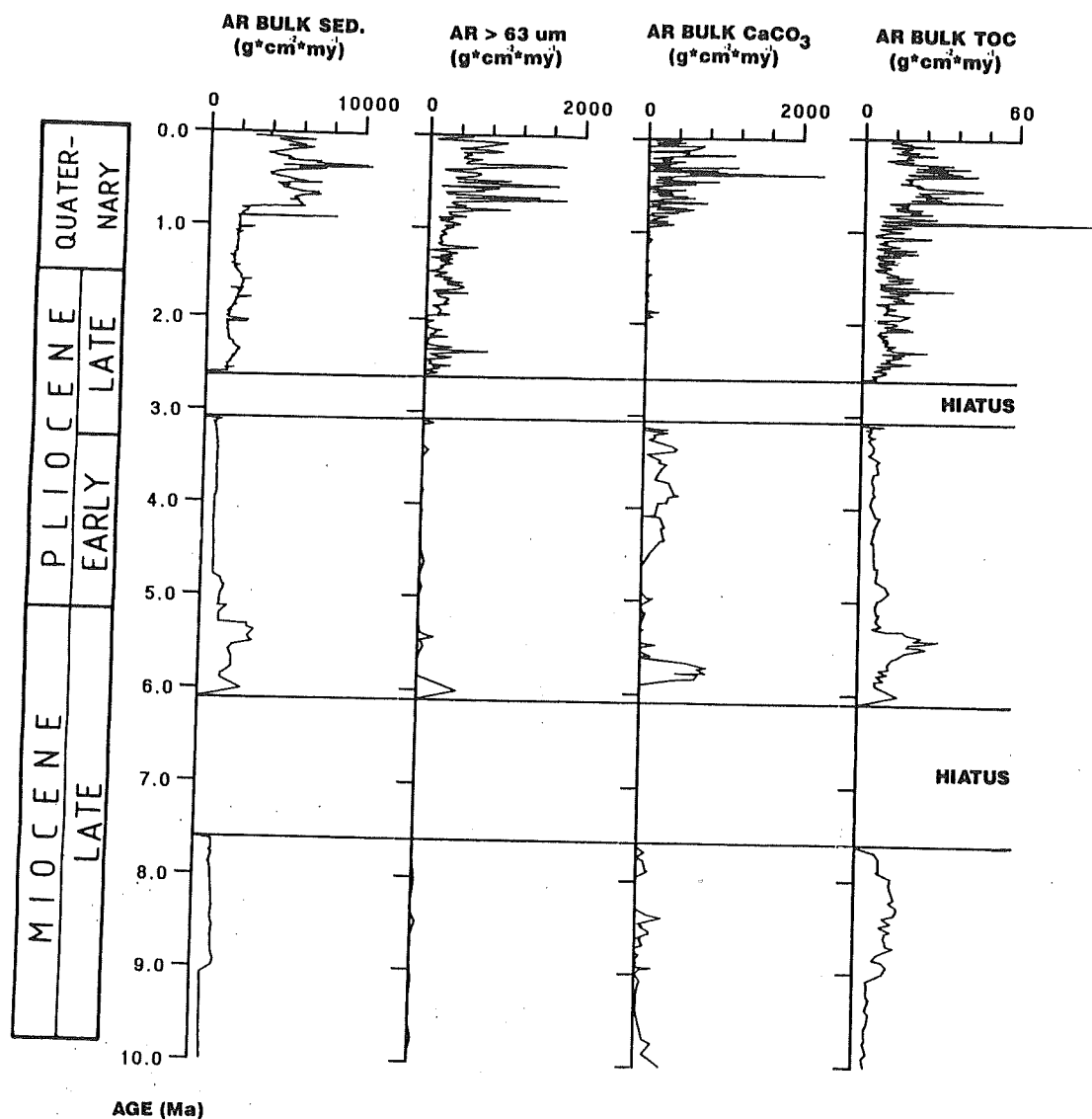


Abb. 4.17: Akkumulationsraten des Gesamtsedimentes der Bohrung 642.

Darstellung der Gesamtsedimentparameter (Calciumkarbonatgehalt und organischer Kohlenstoffgehalt) verzichtet wurde.

4.2.3 Akkumulationsraten der Gesamtsedimentparameter

Labrador See Bohrung 646

Die Bohrung 646 überliefert durch ihre exponierte Lage im Einflußbereich der Erik Sedimentdrift (Abb. 1.4) deutlich höhere Akkumulationsraten des Gesamtsedimentes als die Bohrungen der Norwegensee. Generell setzen sich die Sedimente im Zeitintervall zwischen 9,6 und 4,2 Ma aus biogen-kalkigen und terrigenen Kompo-

nenten zusammen (BOHRMANN 1988). In dieser Zeitspanne treten drei AR Bulk-Maxima auf: a) um 8,3 Ma mit Werten von $10000 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{my}^{-1}$, b) um 7,2 Ma mit Werten von $10000 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{my}^{-1}$ und c) zwischen 6,2 und 4,2 Ma mit Werten von 16000 bis $18000 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{my}^{-1}$ (Abb. 4.15). Ab 4,2 Ma verändert das zusätzliche Auftreten von biogen-kieseligen Partikeln die generelle Zusammensetzung des Sedimentes (vgl. Abb. 4.19). In diesem Bereich sinken die AR Bulk-Werte auf 9000 bis $6000 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{my}^{-1}$. Calciumkarbonat- und organischen Kohlenstoffakkumulationsraten sind durch starke Fluktuationen im gesamten durchteuften Bereich charakterisiert. Sie belegen generell höhere Werte im Miozän und frühen Pliozän. Höhere CaCO_3 -AR treten um 8,1 Ma ($5000 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{my}^{-1}$), um 6,3 Ma ($5000 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{my}^{-1}$) und

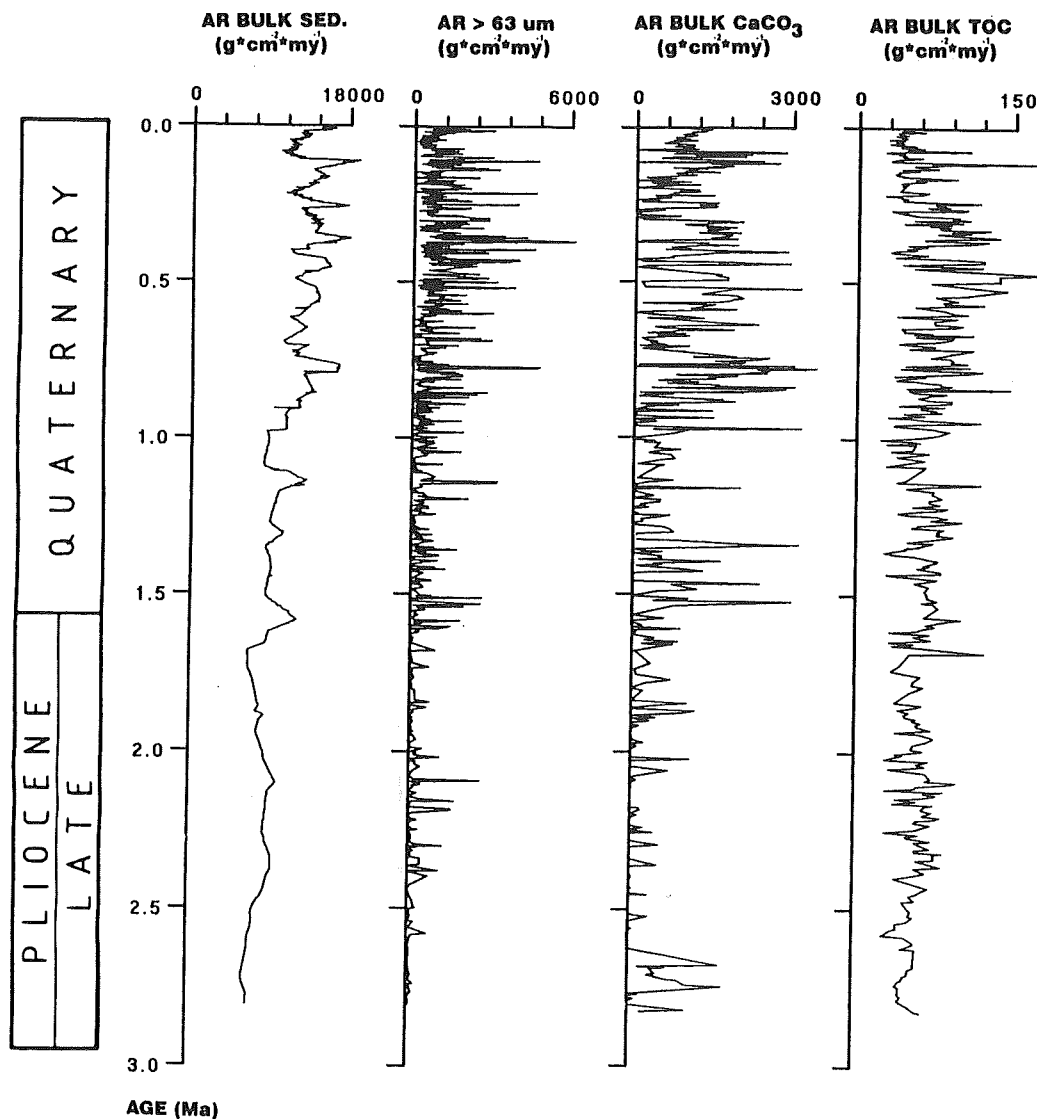


Abb. 4.18: Akkumulationsraten des Gesamtsedimentes der Bohrung 644.

zwischen 5.3 und 4.7 Ma ($5000 \text{ g*cm}^{-2}\text{*my}^{-1}$) auf. Die Maxima der TOC-AR sind um 8.0 Ma ($50 \text{ g*cm}^{-2}\text{*my}^{-1}$), um 7.0 Ma ($70 \text{ g*cm}^{-2}\text{*my}^{-1}$), um 6.0 Ma ($140 \text{ g*cm}^{-2}\text{*my}^{-1}$), um 4.5 Ma ($80 \text{ g*cm}^{-2}\text{*my}^{-1}$) und um 2.5 Ma ($80 \text{ g*cm}^{-2}\text{*my}^{-1}$) zu finden. Die Akkumulationsraten der $>63\mu\text{m}$ -Fraktion sind durch das Auftreten von untergeordneten Maxima bei 8.1 Ma ($3000 \text{ g*cm}^{-2}\text{*my}^{-1}$), bei 6.4 Ma ($700 \text{ g*cm}^{-2}\text{*my}^{-1}$), bei 5.1 Ma ($2000 \text{ g*cm}^{-2}\text{*my}^{-1}$) und bei 4.1 Ma ($900 \text{ g*cm}^{-2}\text{*my}^{-1}$) gekennzeichnet. Ab 2.9 Ma steigen die $>63\mu\text{m}$ -AR drastisch auf durchschnittlich 1500 bis $3000 \text{ g*cm}^{-2}\text{*my}^{-1}$ an.

Norwegische See Bohrung 643

Die Sedimente der Bohrung 643 (Abb.1.6) setzen

sich generell aus alternierenden Anteilen von biogenkieseligen und -kalkigem Material zusammen. Seit dem Pliozän läßt sich ein verstärkter Anteil von terrigenem Material beobachten (vgl. HENRICH et al. 1989a, BOHRMANN 1988). Im Miozän und im frühen Pliozän (8.8 bis 3.2 Ma) treten in den überlieferten Sedimenten ausgesprochen niedrige Akkumulationsraten des Gesamtsedimentes (800 bis $900 \text{ g*cm}^{-2}\text{*my}^{-1}$) auf (Abb.4.16). Das späte Pliozän zeigt typische Werte von $1100 \text{ g*cm}^{-2}\text{*my}^{-1}$. Dieser Trend läßt sich auch in den Akkumulationsraten des Calciumkarbonatanteils (ca. $300 \text{ g*cm}^{-2}\text{*my}^{-1}$) und des organischen Kohlenstoffes (ca. $8 \text{ g*cm}^{-2}\text{*my}^{-1}$) beobachten. Die Abbildung (4.16) dokumentiert, daß maximale Akkumulationsraten des Gesamtsedimentes (ca. $8500 \text{ g*cm}^{-2}\text{*my}^{-1}$), des Karbonates

(ca. $2200 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$) und des organischen Kohlenstoffes ($70 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$), bedingt durch die sich verstärkenden Fluktuationen der Glazial-/Interglazialzeiten, in den letzten 1.3 my erreicht werden. Ein signifikanter Anstieg der $>63 \mu\text{m}$ -AR läßt sich ab 2.6 Ma beobachten.

Bohrung 642

Die Akkumulationsrate des Gesamtsedimentes der Bohrung 642 erreicht Werte von 900 bis $1000 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$ in den überlieferten Sedimenten des späten Miozäns und des frühen Pliozäns (Abb. 4.17). Während dieser Zeitspanne setzt sich das Gesamtsediment hauptsächlich aus biogen-kalkigem und -kieseligem Material zusammen (HENRICH et al. 1989a). Leicht erhöhte Gesamtsediment-AR (bis zu $3500 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$) lassen sich zwischen 6.1 und 5.3 Ma erkennen und bewirken eine gleichphasige Erhöhung der Akkumulationsrate von Calciumkarbonat und organischem Kohlenstoff. In dieses Zeitintervall fällt auch ein Anstieg des terrigenen Eintrages (vgl. Abb. 4.24). Ab 2.6 Ma steigen die Gesamtsediment-AR auf $1800 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$ und erreichen ab 0.8 Ma ihre maximalen Anteile von ca. $4800 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$. Die AR- CaCO_3 zwischen 2.6 und 1.0 Ma sind gering und erreichen erst in den letzten 1.0 my ihr Maximum von $1300 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$ (Abb. 4.17). Dagegen steigen die Werte der Akkumulationsrate des organischen Kohlenstoffes ab 2.6 Ma an und erreichen durchschnittlich 20 bis $30 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$. Diese Erhöhung reflektiert den drastischen Eintrag von terrigenem organischen Material der Glazial-/Interglazialzeiten (HENRICH 1989). Abbildung 4.17 dokumentiert einen deutlichen Anstieg der Akkumulationsrate der $>63 \mu\text{m}$ -Fraktion ab 2.6 Ma. Lediglich im späten Miozän (6.0 Ma) wird ein höherer Anteil ($300 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$) verzeichnet.

Bohrung 644

Abbildung 4.18 zeigt deutlich die hohen Gesamtsediment-AR (um $10000 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$) der Bohrung 644, die den schelfnahen Einfluß widerspiegeln. Die Akkumulationsrate des organischen Kohlenstoffes läßt keine deutlichen Schwankungen erkennen. Im Pliozän dokumentiert der AR- CaCO_3 -Anteil ein drastisches Minimum, während im Quartär durchschnittliche Werte von ca. $200 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$ auftreten. Die Akkumulationsrate der $>63 \mu\text{m}$ -Fraktion erhöht sich ab dem Pliozän graduell. Im Quartär fluktuieren die $>63 \mu\text{m}$ -AR hochfrequent und erreichen Werte von durchschnittlich 2000 bis $4000 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$.

4.3 Qualifizierung und Quantifizierung der Grobfraction ($>63 \mu\text{m}$)

4.3.1 Partikelzusammensetzung

Labrador See Bohrung 646

Die Variationen der Partikel der Grobfraction (Abb. 4.19; 4.20) belegen signifikante Änderungen der Sedimentationsverhältnisse im Bereich der Labrador See. Eine drastische Veränderung der Partikelzufuhr wird sowohl von den biogenen Partikeln (Abb. 4.19) als auch von den terrigenen Partikeln (Abb. 4.20) angezeigt. Von 9.5 bis 4 Ma sind agglutinierende benthische Foraminiferen mit stark wechselnden Anteilen überliefert, wohingegen diese Komponente in den vergangenen 4 my eine zu vernachlässigende Rolle spielt. Dagegen erreichen in diesem Zeitabschnitt die kieseligen biogenen Partikel (Poriferen-Spicula, Diatomeen und Radiolarien) ihre maximalen Werte. Auffällig ist das völlige Fehlen der kieseligen biogenen Partikel zwischen 2.6 und 1.5 Ma. Die Anteile der planktonischen Foraminiferen sinken zwischen 4.0 und 3.5 Ma ebenfalls signifikant ab. Sie dokumentieren geringe Anteile in den Zeitspannen (8.9 bis 8.2 Ma, 7.8 bis 7.4 Ma, um 6.0 Ma und zwischen 2.6 und 1.5 Ma) mit minimalen Anteilen. Die kalkigen benthischen Foraminiferen sind im späten Miozän bis Quartär mit niedrigen Anteilen vertreten. Die Anteile zeigen aber keine auffälligen Schwankungen.

Die Anteile der terrigenen, der vulkano-klastischen und der authigenen Partikel sind der Abbildung (4.20) zu entnehmen. Ein erhöhter Eintrag von Quarzpartikeln läßt sich über den gesamten erbohrten Sedimentbereich nachweisen, wobei in zwei Zeitabschnitten (9.5 bis 7.0 Ma und 4.0 bis 0.8 Ma) deutliche Maxima (70 bis 80 KZ-%) zu erkennen sind. Die Anteile der Gesteinsfragmente steigen ab 4.0 Ma markant auf Maximalwerte von 20 bis 30 KZ-%. Lediglich von 3.1 bis 2.8 Ma bzw. 2.2 bis 1.6 Ma werden niedrigere Werte erreicht. In dem Zeitabschnitt von 9.5 bis 4.0 Ma treten Gesteinsfragmente nur untergeordnet in Erscheinung, gleichwohl sind zwischen 9.5 und 7.5 Ma deutlich relativ hohe Einträge von bis zu 25 KZ-% überliefert. Die Glimmerpartikel erreichen im Miozän und Pliozän maximale Werte von bis zu 70 KZ-%, wohingegen ein Eintrag im Quartär nur in unbedeutendem Maß vorkommt. Das Auftreten von Feldspatpartikeln mit geringen Anteilen von 10 bis 30 KZ-% ist auf die vergangenen 2.5 my beschränkt. Die vulkano-klastischen Partikel lassen sich nur im Pliozän und Quartär beobachten. Authigene Partikel treten in großen Mengen lediglich in Einzelproben auf und sind nur im Zeitabschnitt von 9.5 bis 3.6 Ma dokumentiert.

Norwegische See Bohrung 643

Die relativen Anteile der biogenen Partikel der Grobfraction in den überlieferten Sedimenten der Bohrung 643 sind Abbildung 4.21 zu entnehmen. Von den benthischen Partikeln dokumentieren die Poriferen-Spicula zwischen 6.0 und 5.6 Ma bzw. zwischen 4.2 und 3.2 Ma ein deutliches Maximum, wohingegen zwischen 8.8 und 6.9 Ma niedrigere Werte belegt sind. Im späten Pliozän und Quartär spielt diese Komponente eine zu vernachlässigende Rolle. Die Anteile der agglutinierenden benthischen Foraminiferen mit maximal bis zu 5 KZ-% deuten auf einen untergeordneten Einfluß, wohingegen die kalkigen benthischen Foraminiferen zwischen 4.0 und 3.6 Ma durchschnittlich ihre maximalen Einträge dokumentieren. Drastisch geringere Werte treten zwischen 8.2 und 7.0 Ma bzw. in den vergangenen 1.0 my auf. Die planktonischen Komponenten belegen einen deutlichen Wechsel in der Sedimentation. So sind kieselige Partikel mit wechselnden Anteilen auf das späte Miozän und das frühe Pliozän beschränkt, während planktonische Foraminiferen im Quartär und in den vergangenen 1.0 my dominieren. Geringere Einträge dieser Komponente sind auch zwischen 4.0 und 3.5 Ma bzw. zwischen 8.2 und 7.0 Ma zu beobachten.

Die Anteile der terrigenen, vulkano-klastischen und authigenen Partikel (Abb. 4.22) dokumentieren einen drastischen Wechsel in der Sedimentation zwischen 4.2 und 3.4 Ma. Quarz setzt mit maximalen Anteilen (80 bis 90 KZ-%) ab 3.4 Ma ein und tritt in den überlieferten Zeiten der Sedimentation zwischen 8.8 und 3.4 Ma nur in geringen Anteilen (um 15 KZ-%) auf. Der Eintrag der Gesteinsfragmentpartikel erreicht in den vergangenen 4.0 my maximale Werte (bis zu 30 KZ-%). Zwischen 8.8 und 6.9 Ma bzw. 6.0 bis 5.6 Ma läßt sich diese Komponente mit geringen Werten (um 5 KZ-%) nachweisen. Die Anteile der Glimmerpartikel unterliegen starken Variationen. Deutliche Maxima mit Werten bis zu 60 KZ-% lassen sich um 5.8 Ma, um 2.1 Ma und um 0.8 Ma beobachten. Das Auftreten von Feldspatpartikeln ist auf die vergangenen 3.5 Ma beschränkt, wobei erhöhte Anteile zwischen 5 und 20 KZ-% ausschließlich im Quartär auftreten. Vulkano-klastische Partikel sind für das späte Miozän charakteristisch. Sie erreichen dort Werte bis zu 70 KZ-%. Im Pliozän und Quartär werden lediglich um 3.5 Ma und um 1.2 Ma ähnlich hohe Werte (50 bis 80 KZ-%) von dieser Komponente erreicht. Authigene Partikel sind gehäuft mit Anteilen (bis zu 50 KZ-%) nur im Pliozän überliefert und treten mit deutlich geringeren Werten (um 10 KZ-%) noch einmal im Quartär in Erscheinung.

Bohrung 642

Die Änderungen der relativen Anteile der benthischen und planktonischen Partikel sind in den überlieferten Sedimenten dieser Bohrung in der Abbildung (4.23) dargestellt. Die Anteile der benthischen Partikel im späten Pliozän und Quartär treten nur untergeordnet auf. Kalkige benthische Foraminiferen erreichen zwischen 6.1 und 3.1 Ma drei Maxima (um 5.8 Ma, zwischen 4.4 und 3.6 Ma und um 3.2 Ma). In der Zeitspanne zwischen 10.0 und 7.6 Ma werden lediglich geringe Anteile dieser Komponente von < 5 KZ-% beobachtet. Sandschalige benthische Foraminiferen mit Anteilen von um 1 KZ-% überliefert das späte Miozän (9.8 bis 8.6 Ma). Poriferen-Spicula erreichen ihre maximalen Werte (um 40 KZ-%) zwischen 6.1 und 4.0 Ma. Geringere Anteile (10 KZ-%) erscheinen zwischen 4.0 und 3.1 Ma und zwischen 10.0 und 7.6 Ma. Charakteristisch für das späte Miozän und frühe Pliozän (10.0 bis 7.6 Ma; 6.1 bis 3.1 Ma) sind die hohen Anteile von kieseligen Planktonpartikeln (bis zu 80 KZ-%), während sie im späten Pliozän und Quartär fehlen. Die planktonischen Foraminiferen setzen zwischen 4.6 und 3.1 Ma mit Werten von bis zu 60 KZ-% ein. Ähnlich hohe Werte sind für sie nur noch im Quartär (die letzten 0.9 my) typisch.

Die nicht biogenen Partikel der Bohrung 642 sind für die dokumentierten Zeitabschnitte in der Abbildung 4.24 dargestellt. Die Komponente Quarz läßt sich mit einem ersten Maximum (40 KZ-%) ab 3.9 Ma nachweisen und zeigt für die vergangenen 3.2 my nahezu gleichbleibend hohe Werte um 80 KZ-%. Geringe Mengen von Quarzpartikeln sind im späten Miozän zwischen 9.5 und 8.4 Ma überliefert. Die Gesteinsfragmente erreichen zwischen 8.5 und 3.9 Ma etwas niedrigere Anteile (5 bis 10 KZ-%) als in den vergangenen 3.9 my. In diesem Zeitintervall erreicht diese Komponente ihre höchsten Anteile (15 bis 20 KZ-%). Glimmerpartikel treten bis auf ein isoliertes Maximum (15 KZ-%) um 5.6 Ma nur im späten Pliozän und Quartär auf, wobei hier Maximalwerte von um 10 KZ-% erreicht werden. Die Komponente Feldspat ist mit geringen Anteilen nur im späten Pliozän und Quartär vertreten. Das Auftreten vulkano-klastischer Partikel kennzeichnet den überlieferten Zeitraum zwischen 8.5 und 3.4 Ma, wobei um 8.0 Ma, 6.0 Ma, 5.5 Ma, 4.7 Ma und 3.5 Ma deutlich ausgeprägte Maxima (80 KZ-%) dokumentiert sind. Die authigenen Partikel zeigen diskrete Maxima (bis 60 KZ-%) bei 4.0 Ma, sind aber sonst als untergeordnet vorkommend anzusehen.

Bohrung 644

Abbildung (4.25) dokumentiert die Veränderungen der biogenen Partikelzusammensetzung der Bohrung

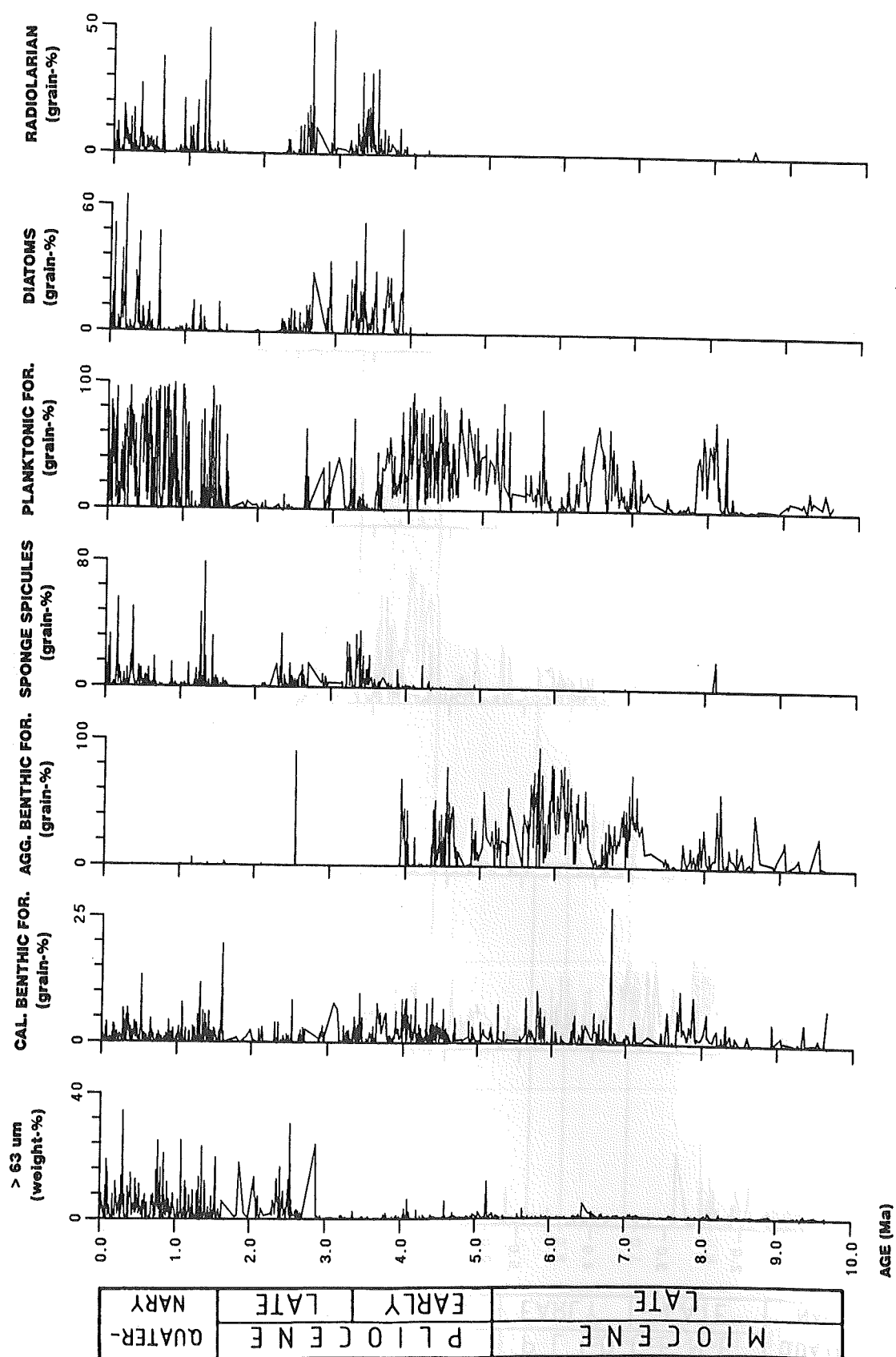


Abb. 4.19: Qualitative Anteile der planktonischen und benthischen Partikel in der Grobfraktion der Bohrung 646.

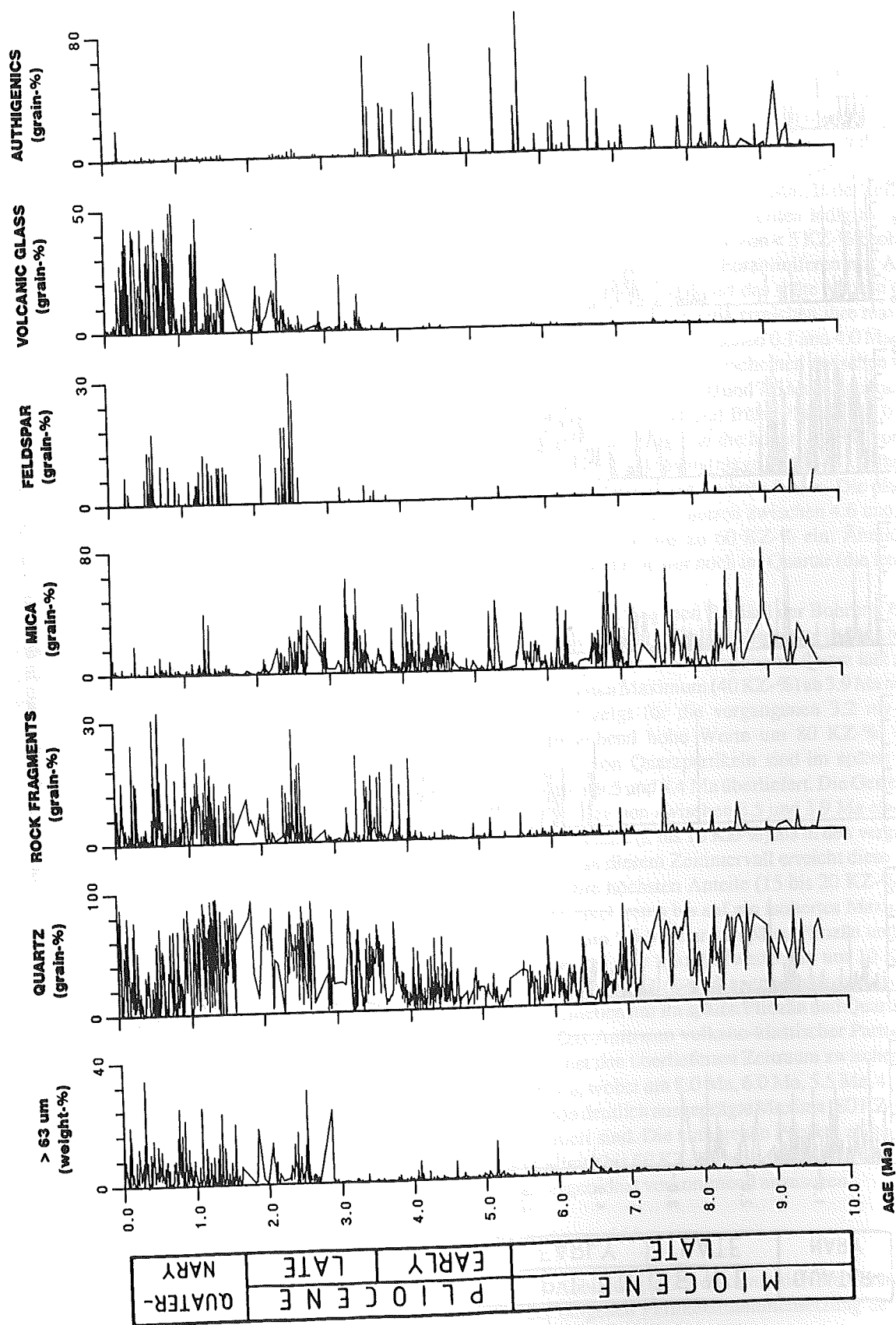


Abb. 4.20: Qualitative Anteile der terrigenen, vulkano- klastischen und authigenen Partikel in der Grobfraction der Bohrung 646.

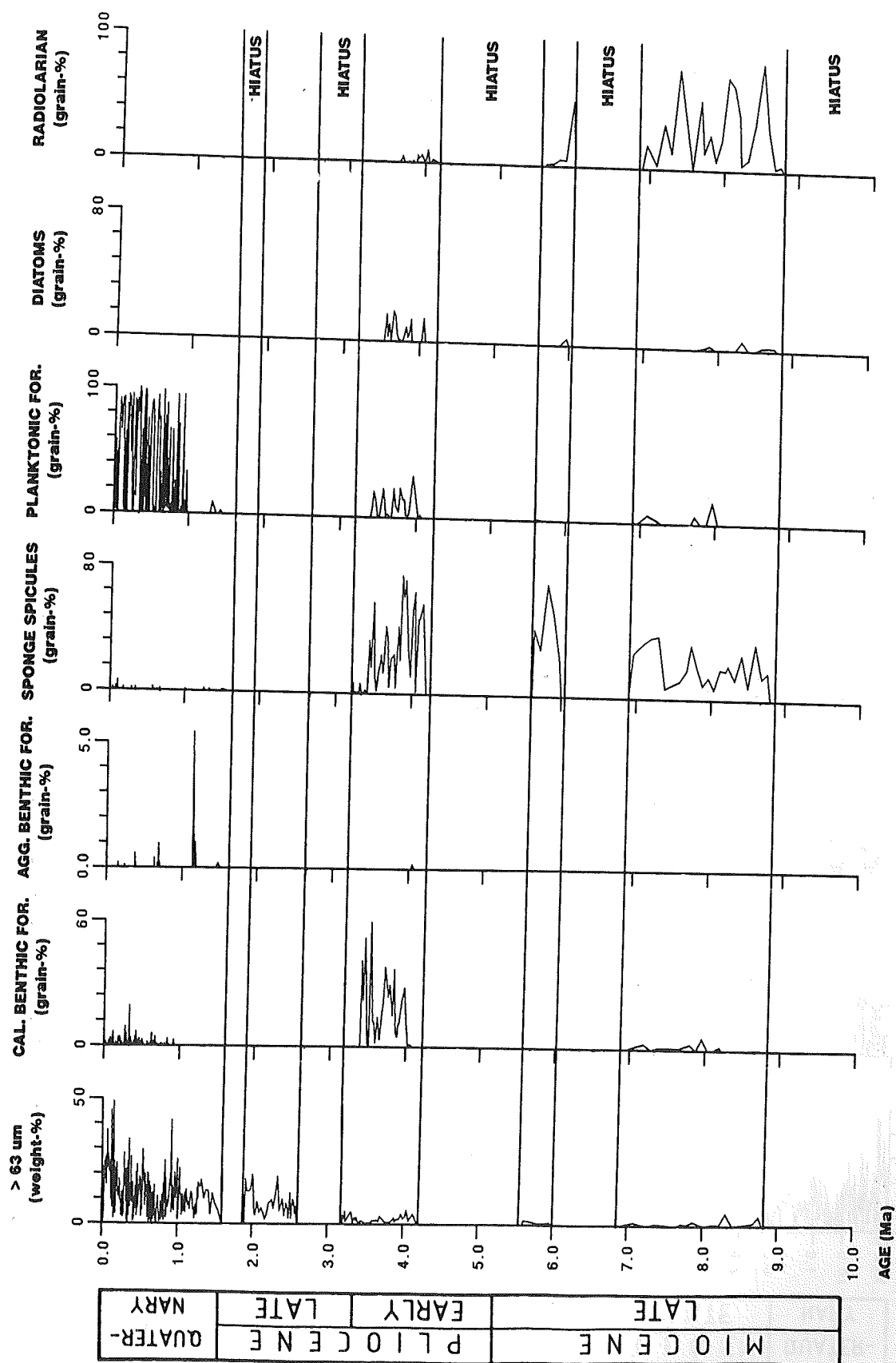


Abb. 4.21: Qualitative Anteile der planktonischen und benthischen Partikel in der Grobfraction der Bohrung 643.

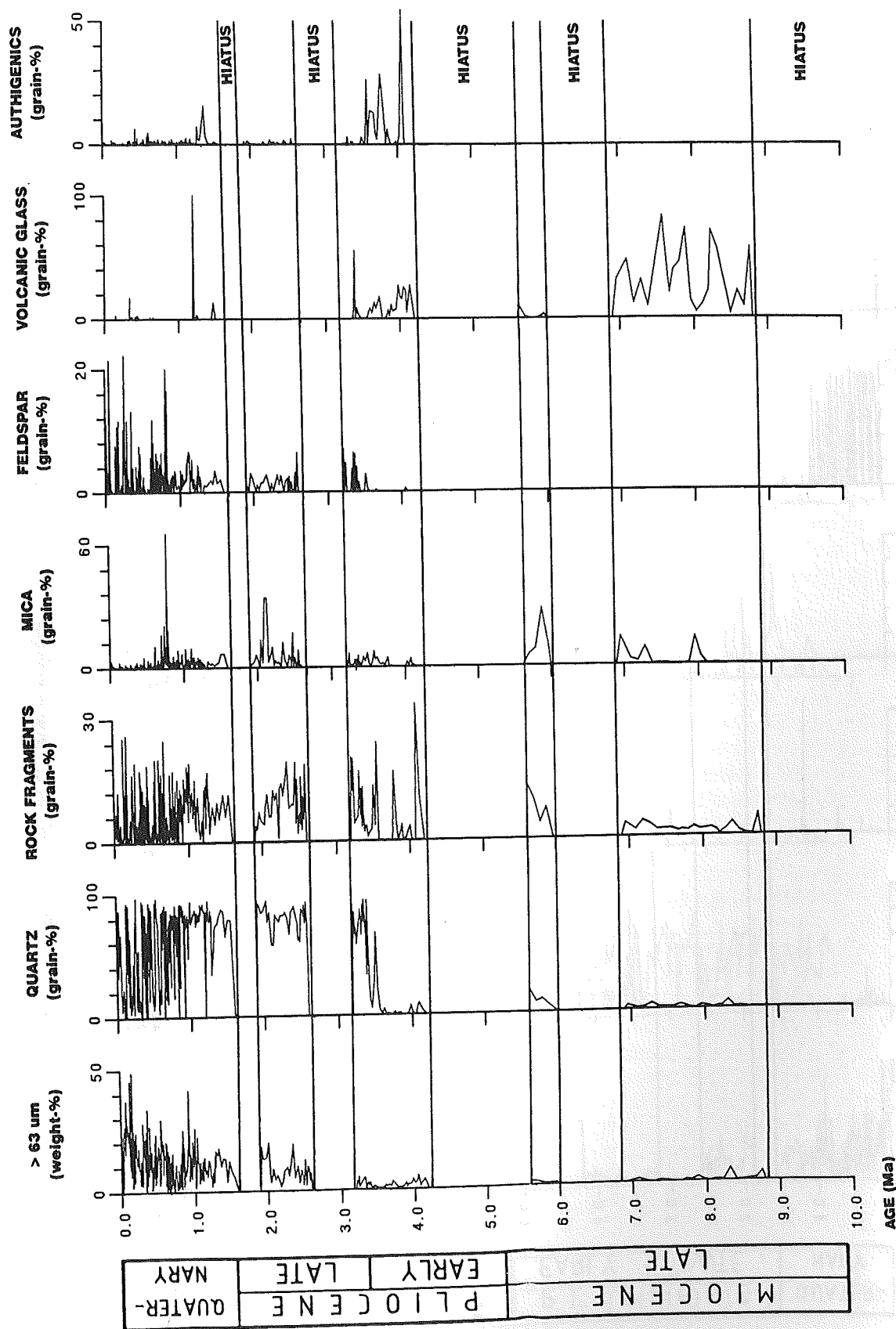


Abb. 4.22: Qualitative Anteile der terrigenen, vulkano- klastischen und authigenen Partikel in der Grobfraktion der Bohrung 643.

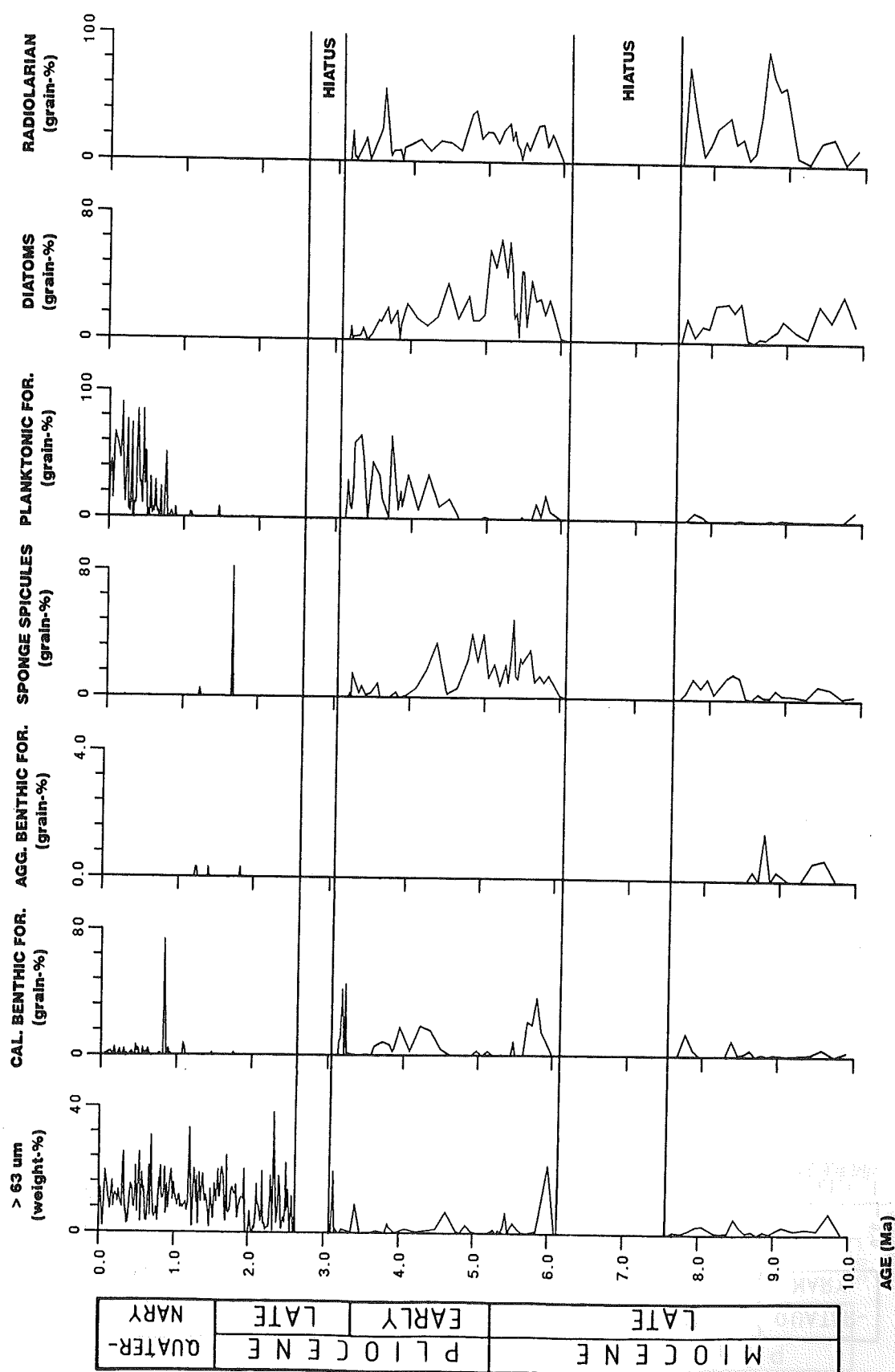


Abb. 4.23: Qualitative Anteile der planktonischen und benthischen Partikel in der Grobfraktion der Bohrung 642.

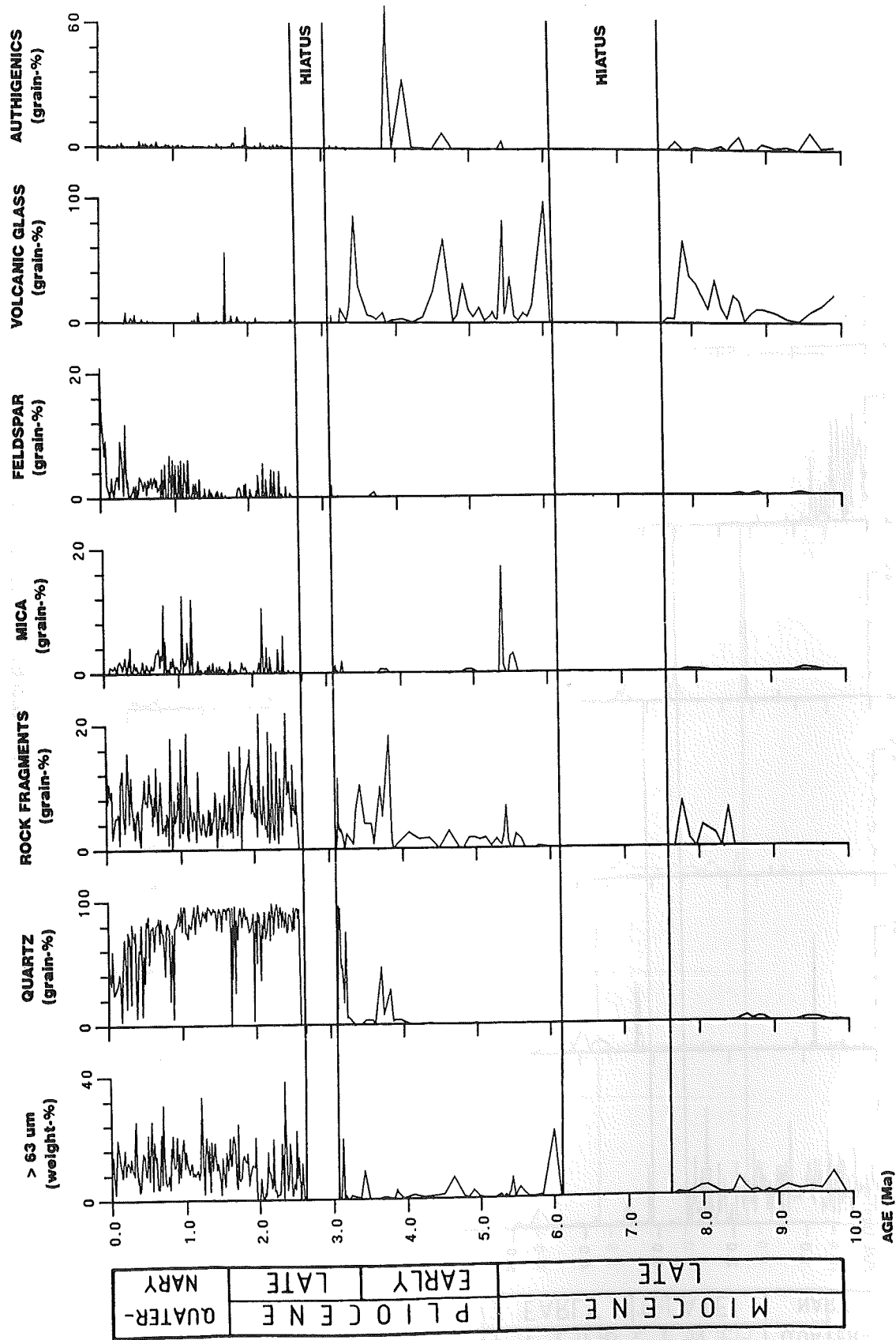


Abb. 4.24: Qualitative Anteile der terrigenen, vulkano- klastischen und authigenen Partikel in der Grobfraktion der Bohrung 642.

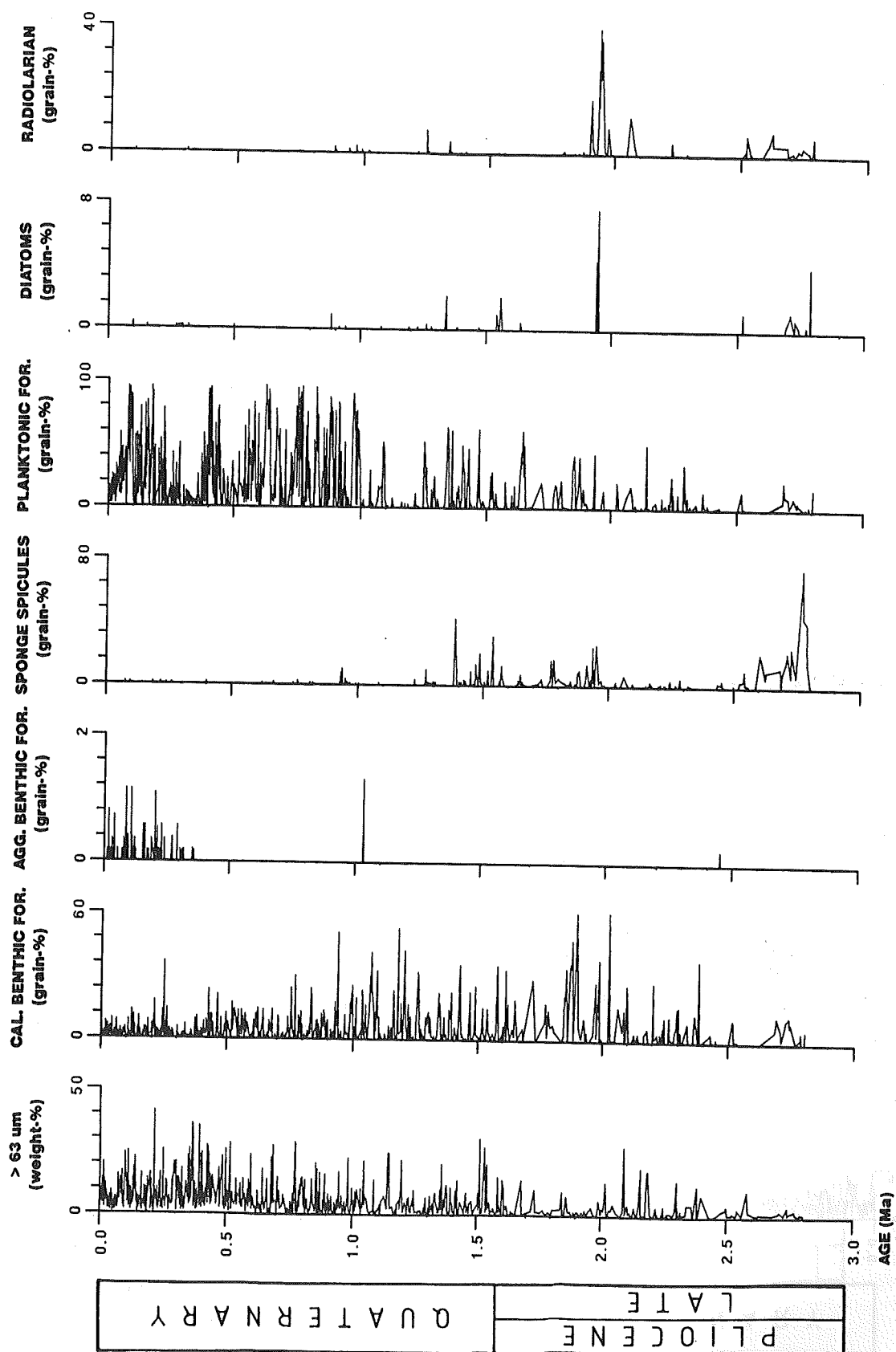


Abb. 4.25: Qualitative Anteile der planktonischen und benthischen Partikel in der Grobfraction der Bohrung 644.

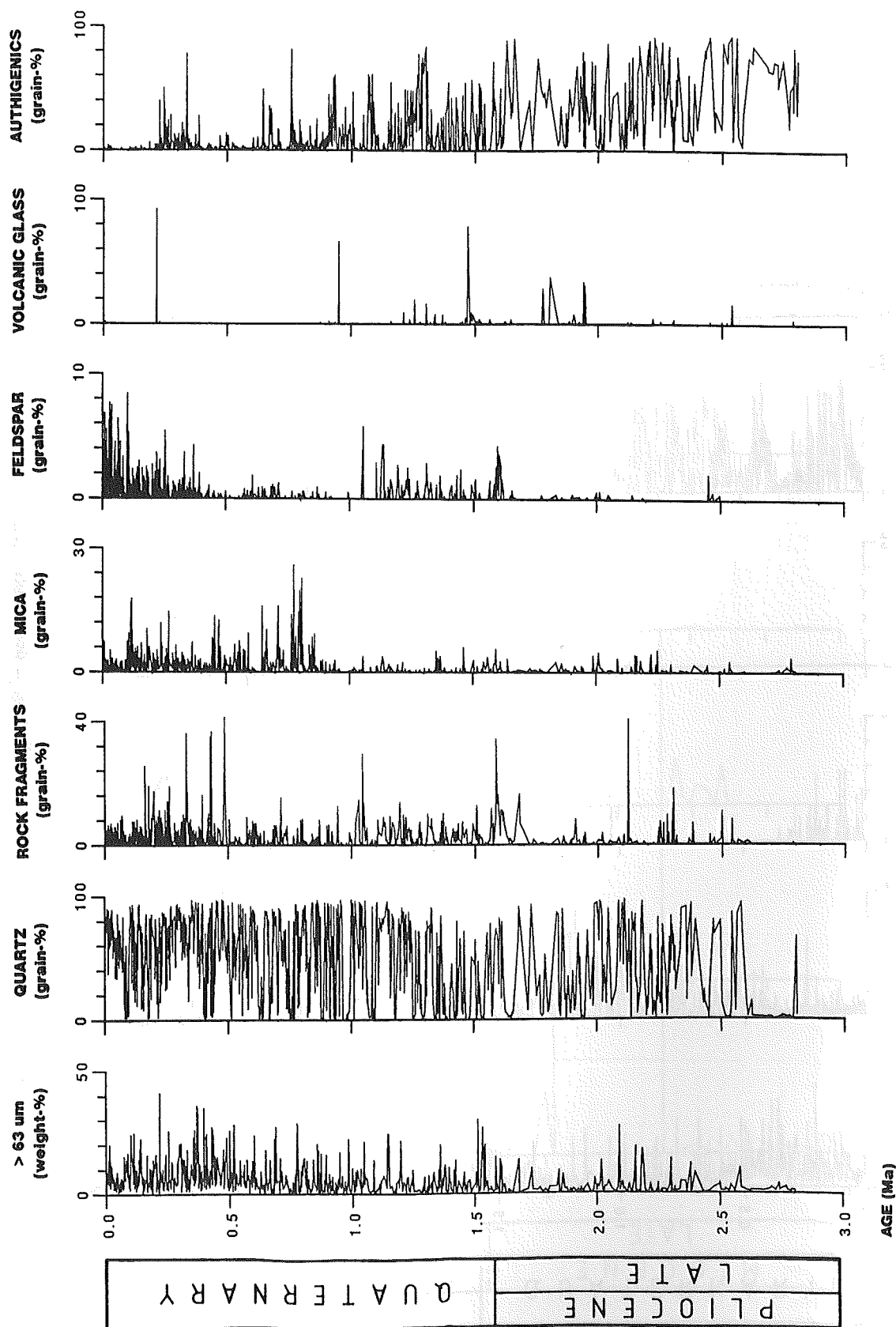


Abb. 4.26: Qualitative Anteile der terrigenen, vulkano- klastischen und authigenen Partikel in der Grobfraktion der Bohrung 644.

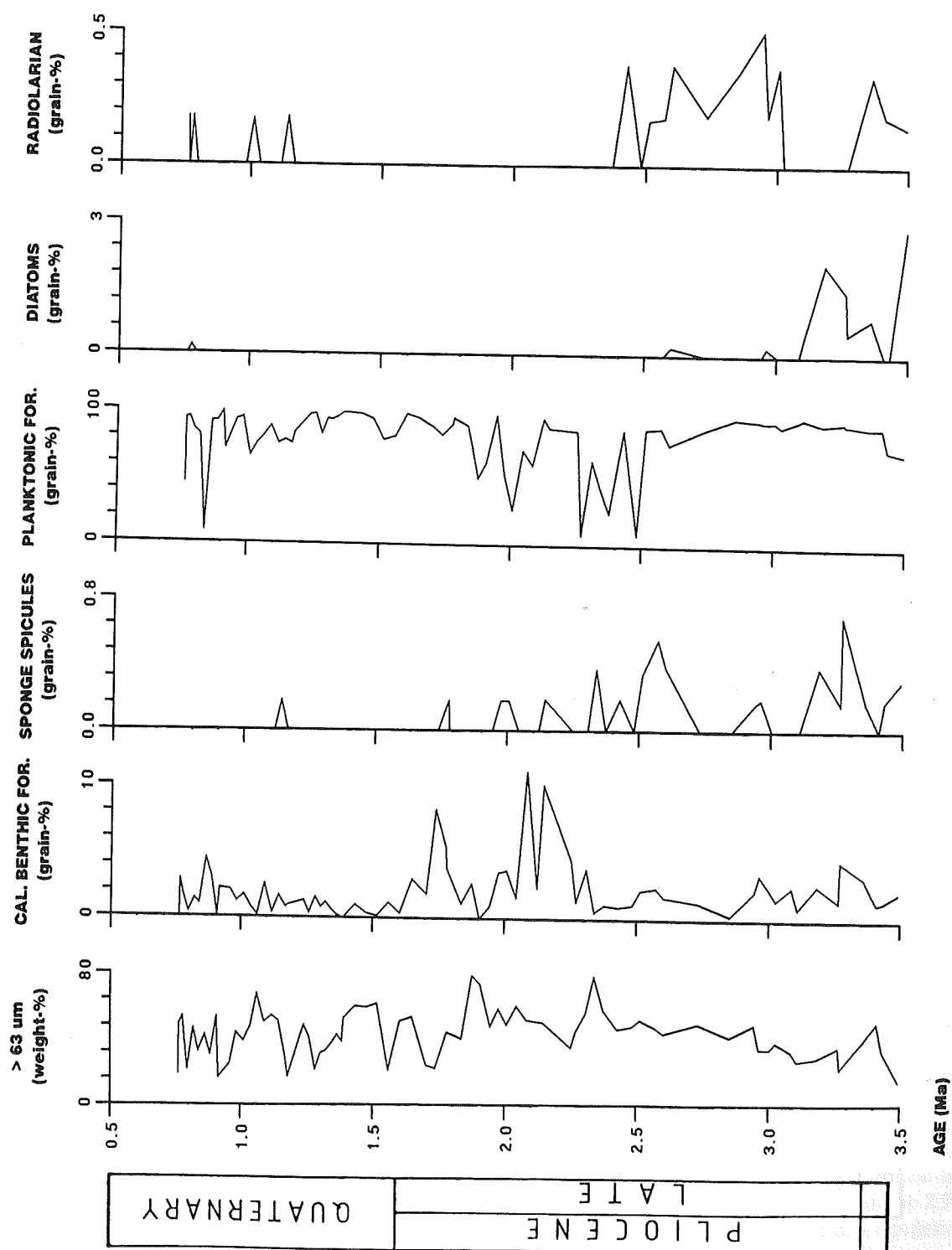


Abb. 4.27: Qualitative Anteile der planktonischen und benthischen Partikel in der Grobfraction der Bohrung 552.

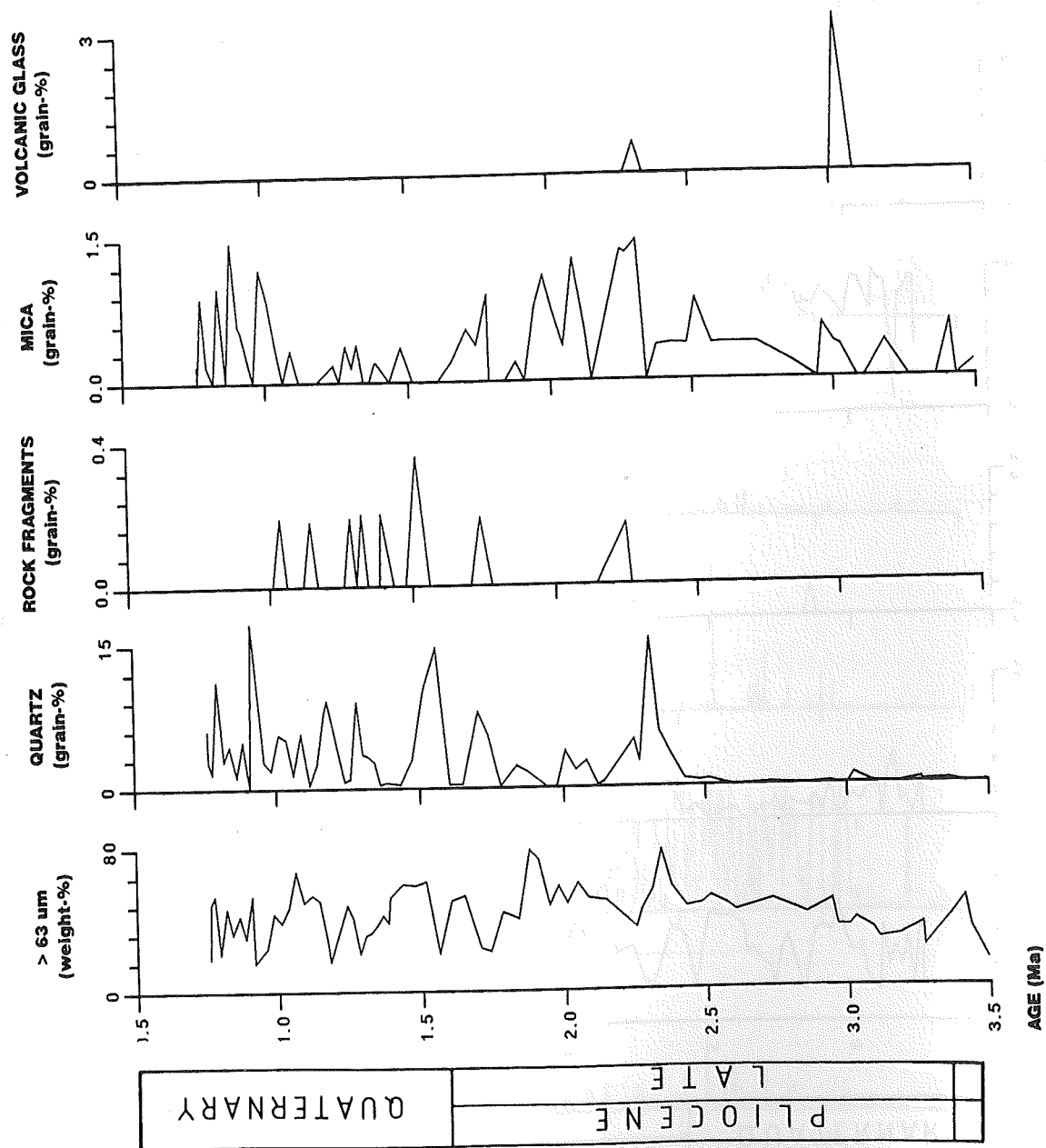


Abb. 4.28: Qualitative Anteile der terrigenen und vulkano-klastischen Partikel in der Grobfraction der Bohrung 552.

644. Die kalkschaligen benthischen Foraminiferen sind im gesamten überlieferten Zeitraum präsent und erreichen ihre maximalen Anteile (um 50 KZ.-%) zwischen 2.4 und 0.7 Ma. Die agglutinierenden benthischen Foraminiferen sind in den letzten 0.4 my mit durchschnittlichen Anteilen von um 1 KZ.-% vertreten. In den älteren Abschnitten dieser Bohrung lassen sie sich nur in Einzelproben (um 2.4 Ma, um 1.1 Ma) nachweisen. Poriferen-Spicula kennzeichnen mit wechselnden Anteilen (bis zu 80 KZ.-%) das Zeitintervall zwischen 2.8 und 1.3 Ma. Kieselige planktonische Partikel (Diatomeen und Radiolarien) treten sporadisch zwischen 2.8 und 1.3 Ma auf, wobei sie höhere Anteile (10 bis 40 KZ.-%) zwischen 2.8 und 2.5 Ma bzw. um 2.0 Ma belegen. Die planktonischen Foraminiferen sind mit stark variierenden Werten (von 20 bis 90 KZ.-%) über die gesamte Bohrung zu beobachten. Ihre höchsten Werte (90 KZ.-%) werden in den letzten 1.0 my überliefert. Ausgeprägte Minima sind um 2.5 Ma, um 1.2 Ma und um 0.35 Ma zu verzeichnen.

Die nichtbiogenen Partikel der Bohrung 644 sind in Abbildung 4.26 dargestellt. Ein erstes Maximum (um 60 KZ.-%) der Quarzpartikel erscheint um 2.8 Ma. Auffällig sind die konsistent hohen Anteile (um 80 KZ.-%) der Partikel, die einen scharfen Anstieg ab 2.6 Ma überliefern und ab diesem Zeitpunkt lediglich geringfügige Werte (60-70 KZ.-%) zwischen 1.8 und 1.3 Ma aufweisen. Gesteinsfragmente sind mit unterschiedlichen Anteilen (5 bis 40 KZ.-%) ab 2.6 Ma zu beobachten. Ausgeprägte Minima (um 40 KZ.-%) werden um 2.2 Ma, um 1.6 Ma, um 1.1 Ma und ab 0.5 Ma erreicht. Die Glimmerpartikel deuten durch ihre geringen Anteile (1 bis 5 KZ.-%) zwischen 2.8 und 0.8 Ma auf einen untergeordneten Eintrag hin, während sie in den letzten 0.8 my maximale Werte von bis zu 25 KZ.-% erreichen. Die Komponente Feldspat zeigt zwischen 1.6 und 1.1 Ma und in den vergangenen 0.4 my ihre maximalen Werte (zwischen 4 und 8 KZ.-%). Die vulkano-klastischen Partikel mit Maximalwerten von 70 bis 80 KZ.-% werden um 1.5 Ma, um 0.9 Ma und um 0.25 Ma belegt. Authigene Partikel setzen ab 0.24 Ma ein und sind in den gesamten älteren Abschnitten der Bohrung (2.8 bis 0.24 Ma) überliefert. Ein ausgeprägtes Minimum läßt sich zwischen 0.7 und 0.3 Ma nachweisen. Ab 0.7 Ma steigen sie auf typische Werte von 60 bis 80 KZ.-% an.

Rockall-Plateau Bohrung 552

Die Zusammensetzung der benthischen Partikel (Abb.4.27) dokumentiert deutliche Veränderungen zwischen 3.5 und 0.5 Ma. Die kalkigen benthischen Foraminiferen zeigen zwei Maxima um 2.2 Ma und um 1.7 Ma. Agglutinierende benthische Foraminiferen konnten nicht beobachtet werden. Die Poriferen-Spicula sind mit insignifikanten Anteilen (maximal Werte um 0.7 KZ.-%) vertreten. Die planktonischen Partikel wer-

den von den Foraminiferen dominiert, die Anteile von durchschnittlich 80 KZ.-% erreichen. Diatomeen und Radiolarien erscheinen untergeordnet mit Werten von 2.5 und 0.4 KZ.-%.

Von den nichtbiogenen Partikeln (Abb.4.28) lassen sich bei der Komponente Quarz maximale Werte (bis 15 KZ.-%) bei 2.4 Ma beobachten. Geringere Anteile von um 2.0 KZ.-% erscheinen zwischen 3.4 und 3.0 Ma. Die Gesteinsfragmente deuten durch ihre minimalen Anteile von 0.3 KZ.-% auf eine nachgeordnete Rolle. Maximale Anteile der Glimmerpartikel treten um 2.3 Ma und um 0.4 Ma auf, während vulkanische Glaspartikel mit niedrigen Werten (um 2.8 KZ.-%) bei 3.0 Ma belegt sind.

4.3.2 Akkumulationsraten der Partikel

Labrador See Bohrung 646

Die Bohrung 646 dokumentiert, sowohl in den Akkumulationsraten der benthischen, als auch der planktonischen Partikel einen ausgeprägten Wechsel in der Sedimentation um 4.0 Ma (Abb.4.29). Die AR der kieseligen benthischen (Poriferen-Spicula) und der kieseligen planktonischen Partikel (Radiolarien und Diatomeen) belegen einen drastischen Anstieg für die letzten 4.0 my, wobei zwischen 2.2 und 1.6 Ma und in den älteren Zeitabschnitten (10.0 bis 4.0 Ma) keine nennenswerte Akkumulation von biogen-kieseligen Partikeln auftritt. Die kalkigen benthischen Foraminiferen überliefern ab 8.0 Ma sporadisch niedrige AR. Ab 7.0 Ma werden für diese Partikel AR von maximal bis zu $30 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$ erreicht. Die Maximalakkumulation von agglutinierenden benthischen Foraminiferen mit Werten von $350 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$ beschränkt sich auf das Zeitintervall zwischen 7.2 und 3.9 Ma. Lediglich um 2.6 Ma treten in einer Einzelprobe ähnlich hohe Werte auf. Die planktonischen Foraminiferen belegen untergeordnet Maxima der AR um 8.0 Ma, um 6.5 Ma, zwischen 5.2 und 4.0 Ma. Eine maximale Akkumulation mit Werten von $800 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$ läßt sich um 2.8 Ma beobachten. Derartig hohe AR sind ebenfalls für die letzten 1.0 my typisch.

Die terrigenen Komponenten (Abb.4.30) zeigen maximale AR (Quarz: bis $1600 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$; Gesteinsfragmente: bis $200 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$; Glimmerpartikel: bis $260 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$; Feldspat: bis $150 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$) ab 2.9 Ma. Niedrigere AR von Quarz und Gesteinsfragmenten lassen sich bis 9.6 Ma belegen. Signifikante Akkumulationsraten von vulkanoklastischen Partikeln treten mit Werten bis $400 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$ gleichfalls ab 2.9 Ma auf. AR von authigenen Partikeln sind über den gesamten dokumentierten Zeitraum in Einzelproben vertreten und erreichen maximal Werte von bis zu $80 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$.

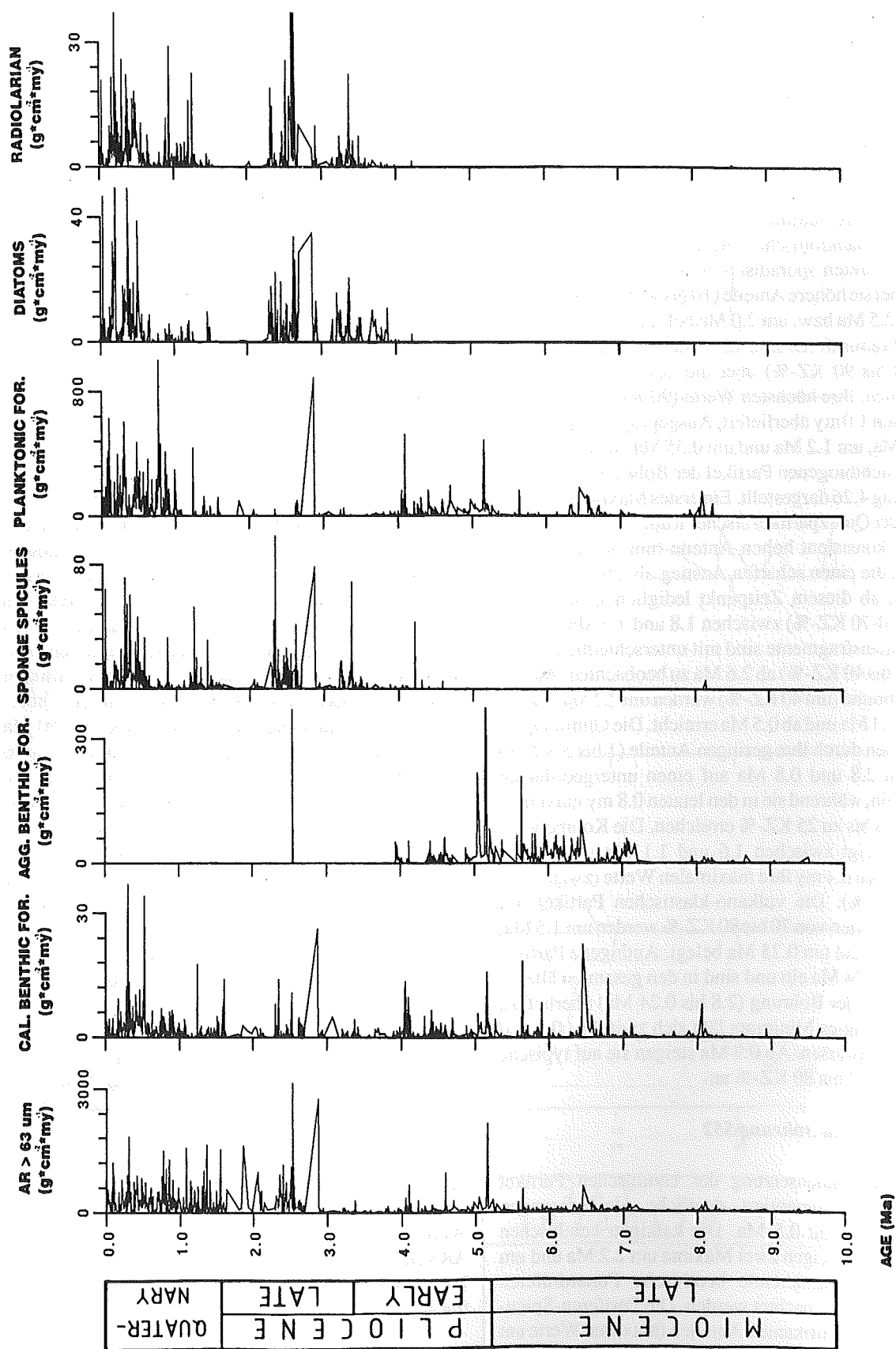


Abb. 4.29: Akkumulationsraten der planktonischen und benthischen Partikel in der Grobfraction der Bohrung 646.

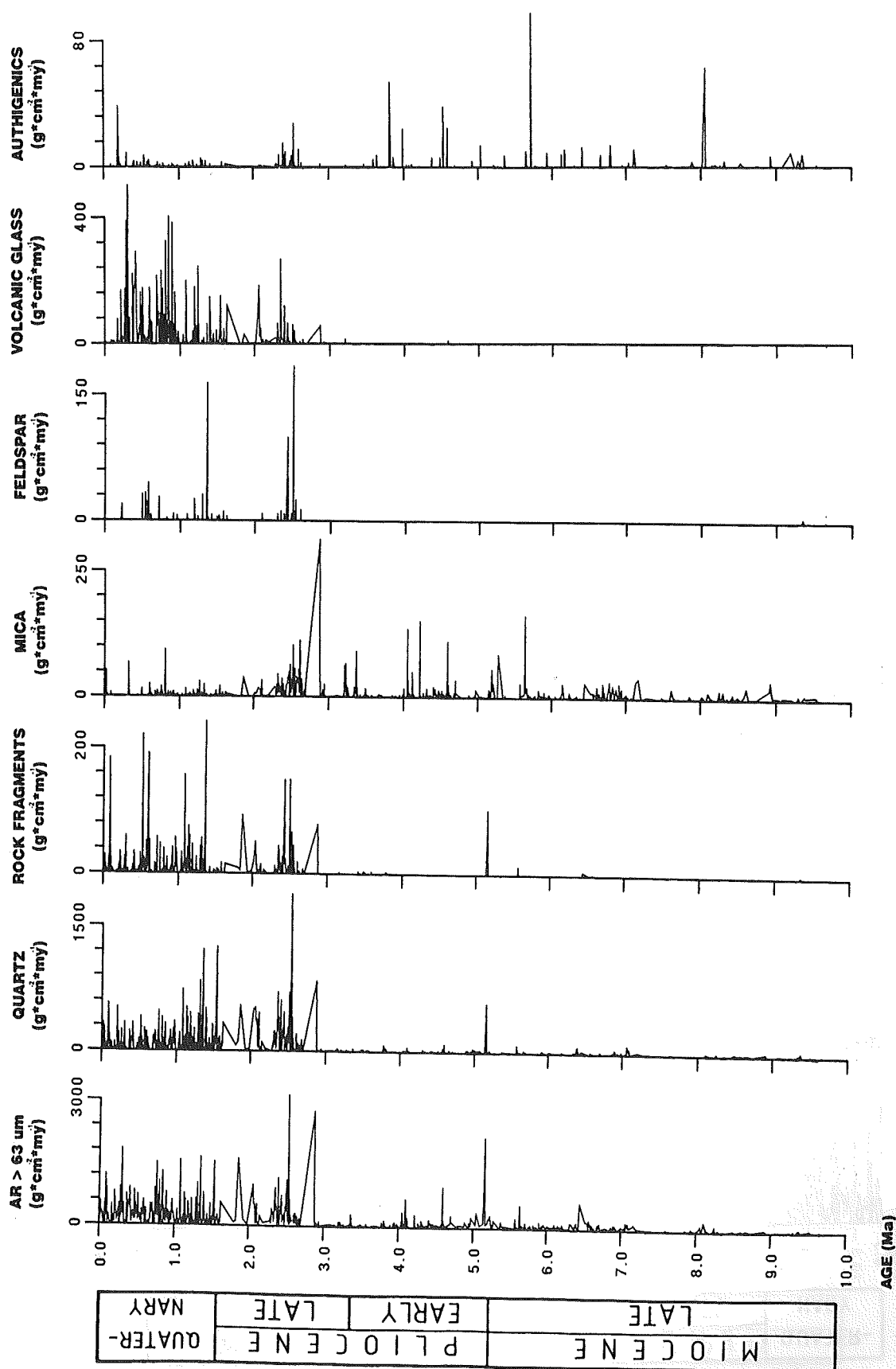


Abb. 4.30: Akkumulationsraten der terrigenen, vulkano-klastischen und authigenen Partikel in der Grobfraktion der Bohrung 646.

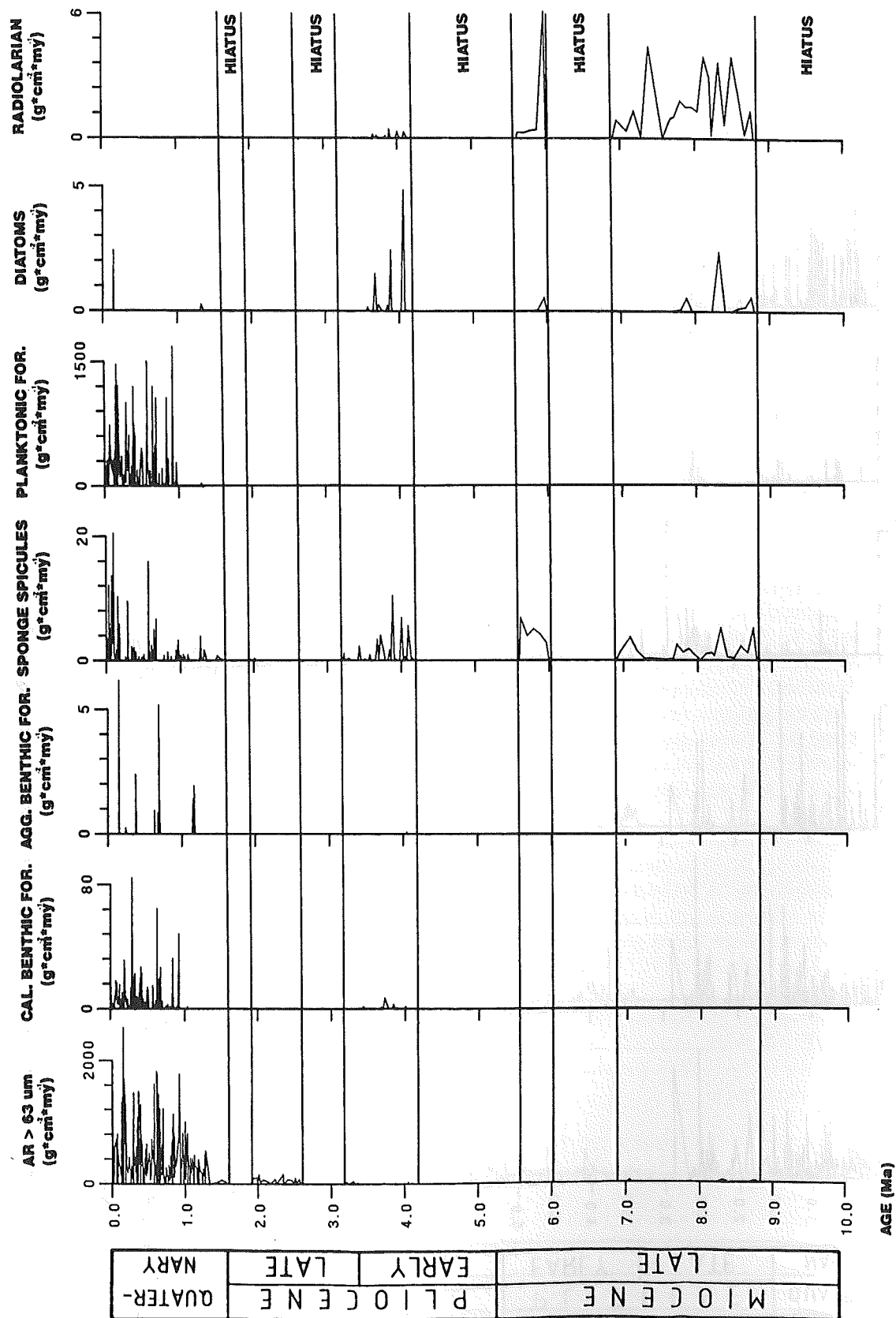


Abb. 4.31: Akkumulationsraten der planktonischen und benthischen Partikel in der Grobfraction der Bohrung 643.

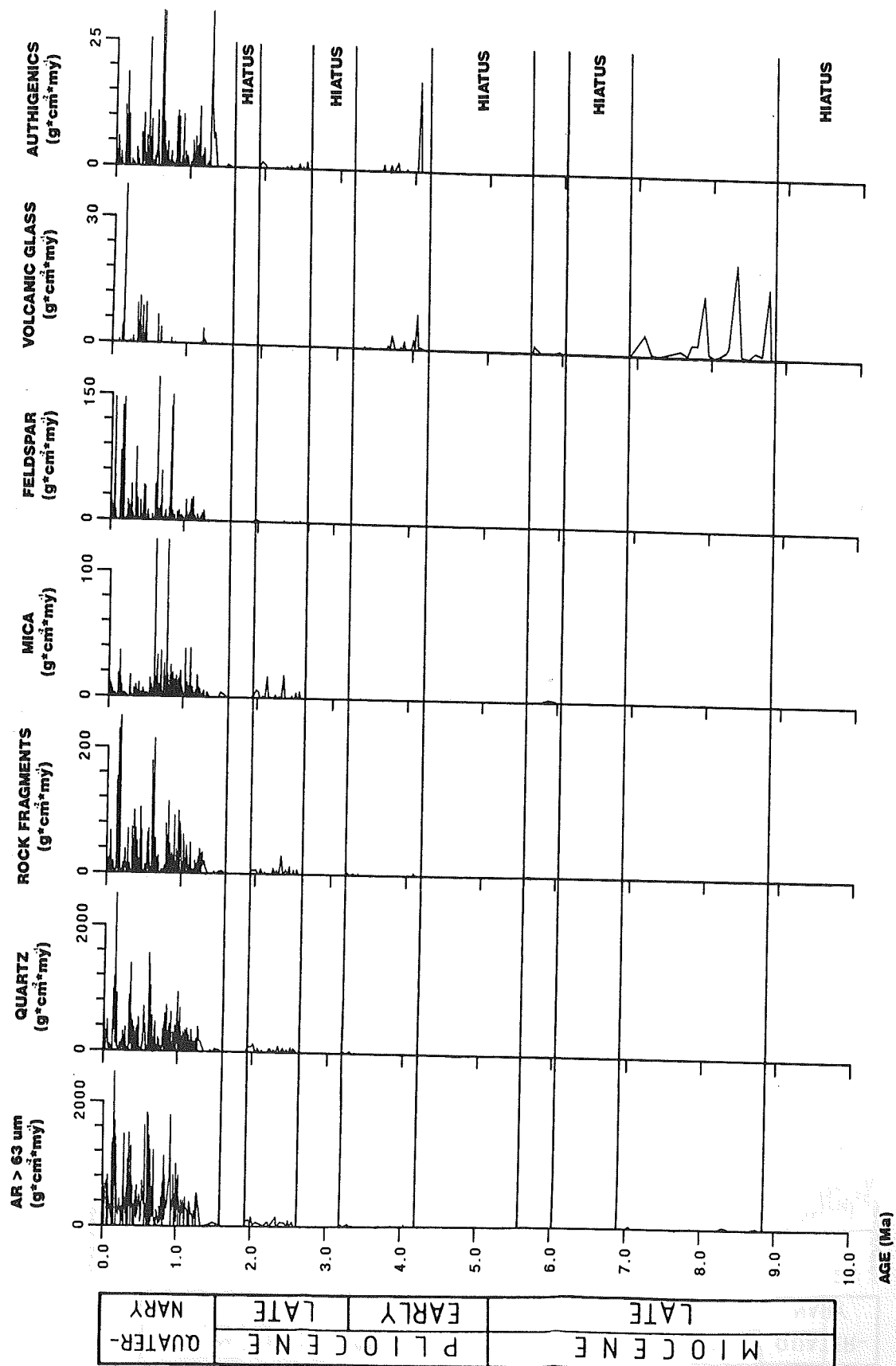


Abb. 4.32: Akkumulationsraten der terrigenen, vulkano-klastischen und authigenen Partikel in der Grobfraktion der Bohrung 643.

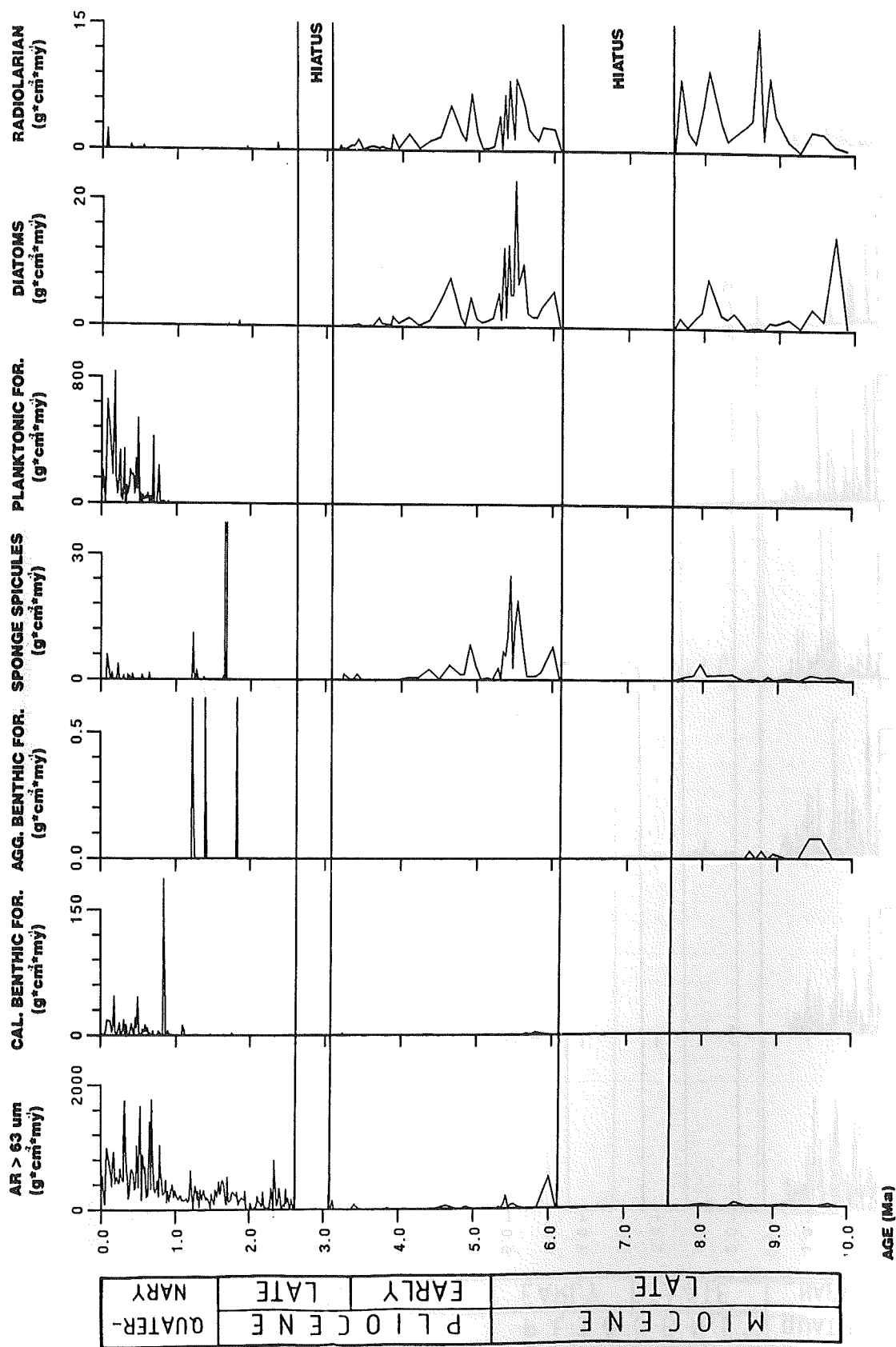


Abb. 4.33: Akkumulationsraten der planktonischen und benthischen Partikel in der Grobfraktion der Bohrung 642.

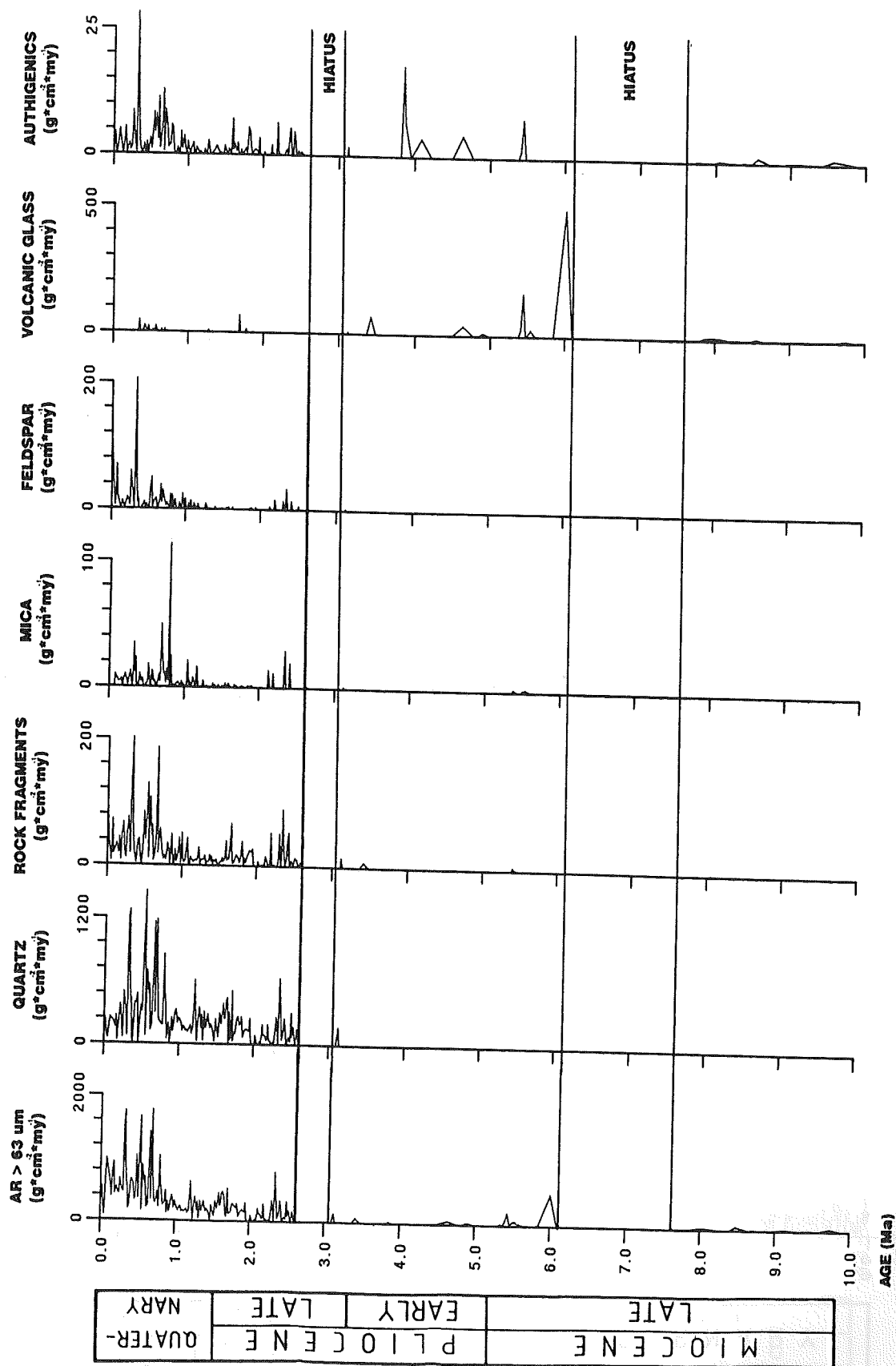


Abb. 4.34: Akkumulationsraten der terrigenen, vulkano-klastischen und authigenen Partikel in der Grobfraction der Bohrung 642.

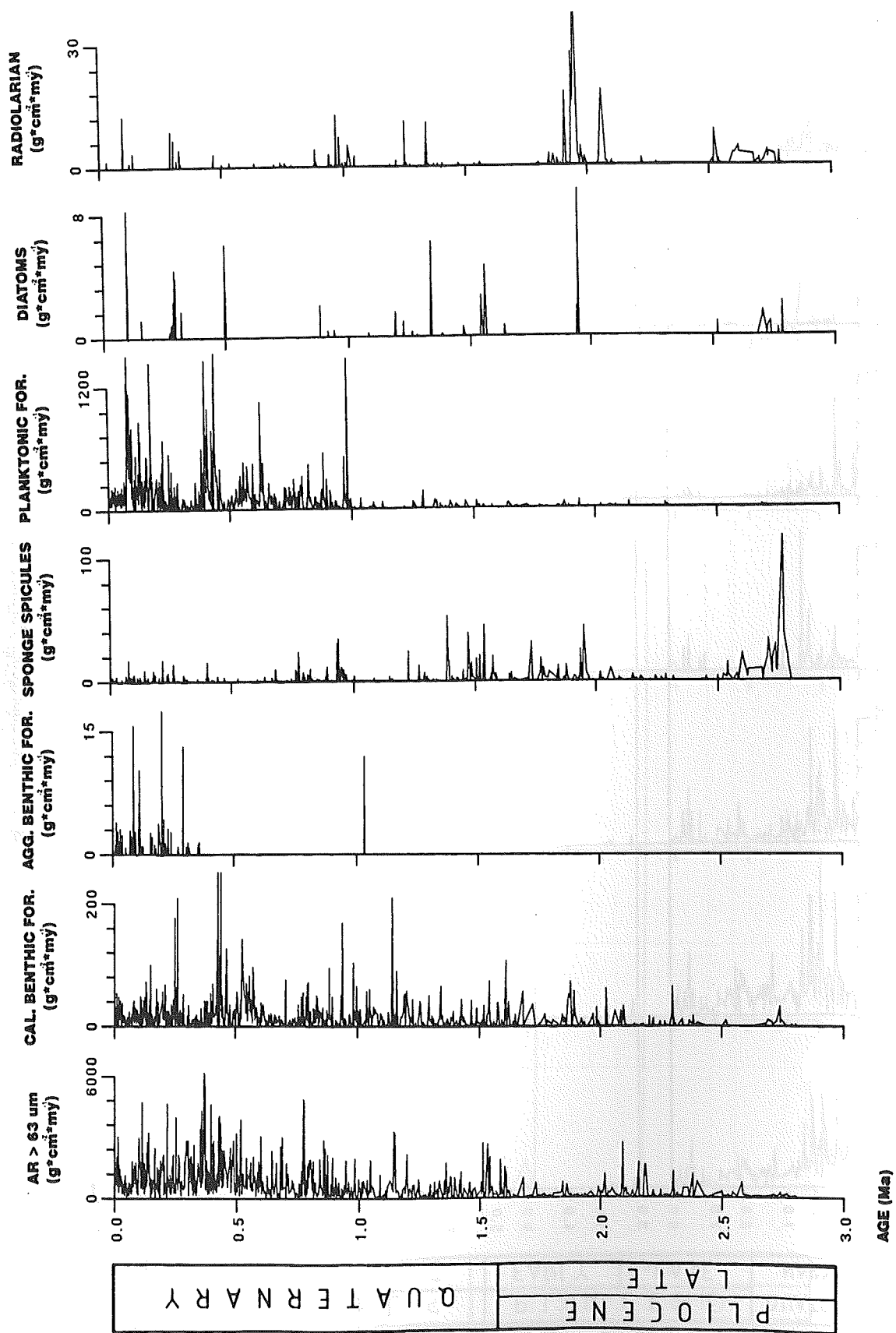


Abb. 4.35: Akkumulationsraten der planktonischen und benthischen Partikel in der Grobfraktion der Bohrung 644.

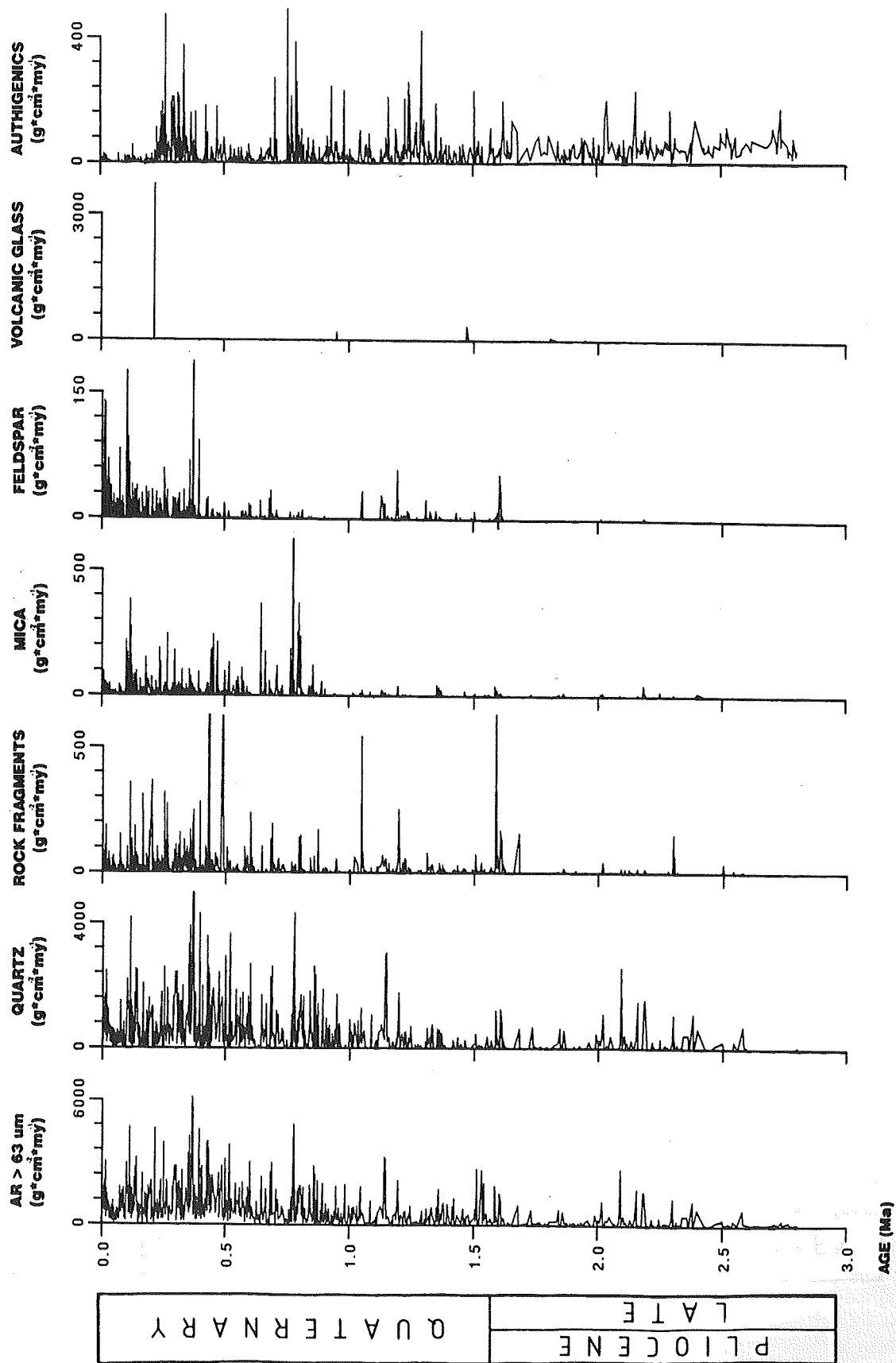


Abb. 4.36: Akkumulationsraten der terrigenen, vulkano-klastischen und authigenen Partikel in der Grobfraction der Bohrung 644.

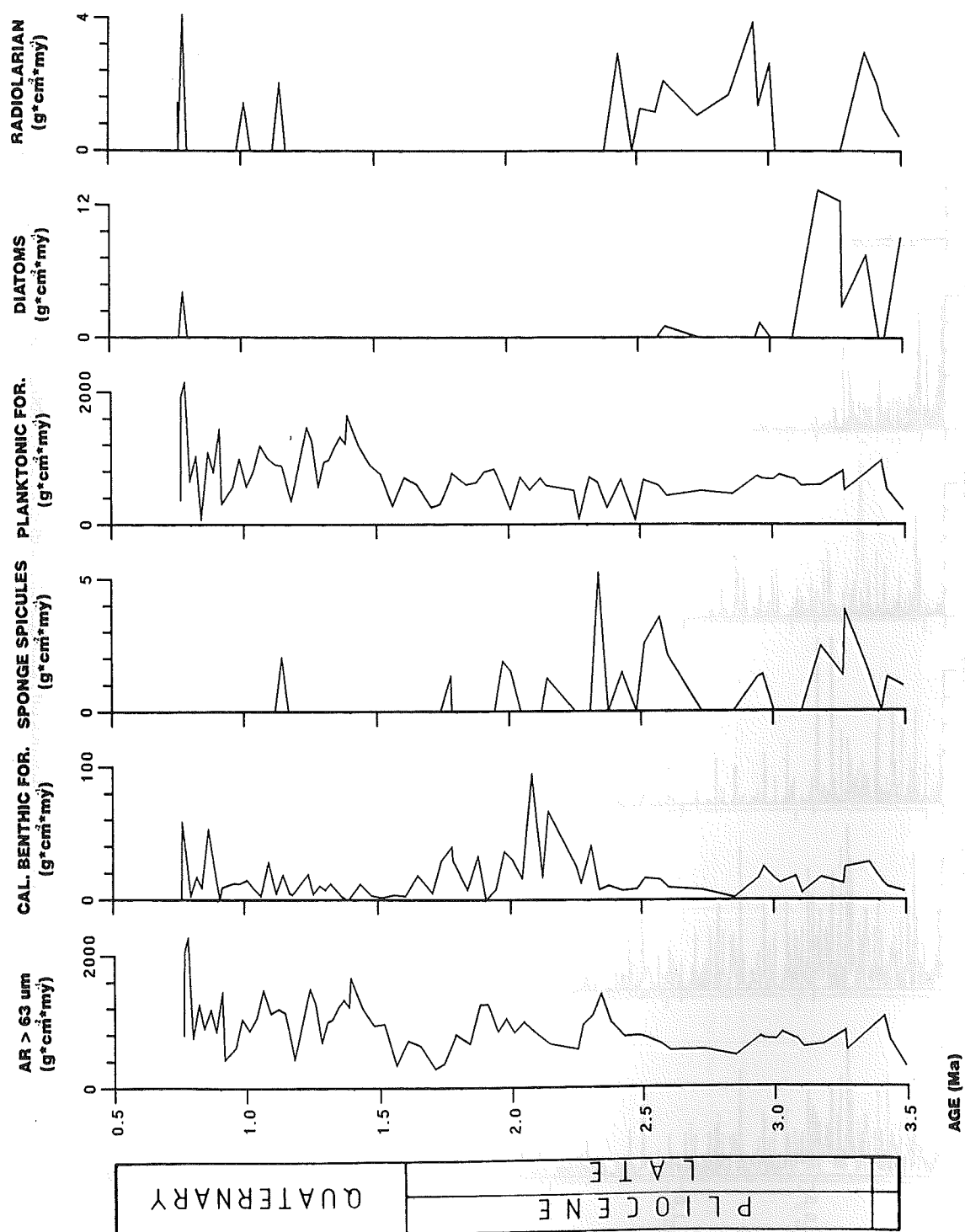


Abb. 4.37: Akkumulationsraten der planktonischen und benthischen Partikel in der Grobfraktion der Bohrung 552.

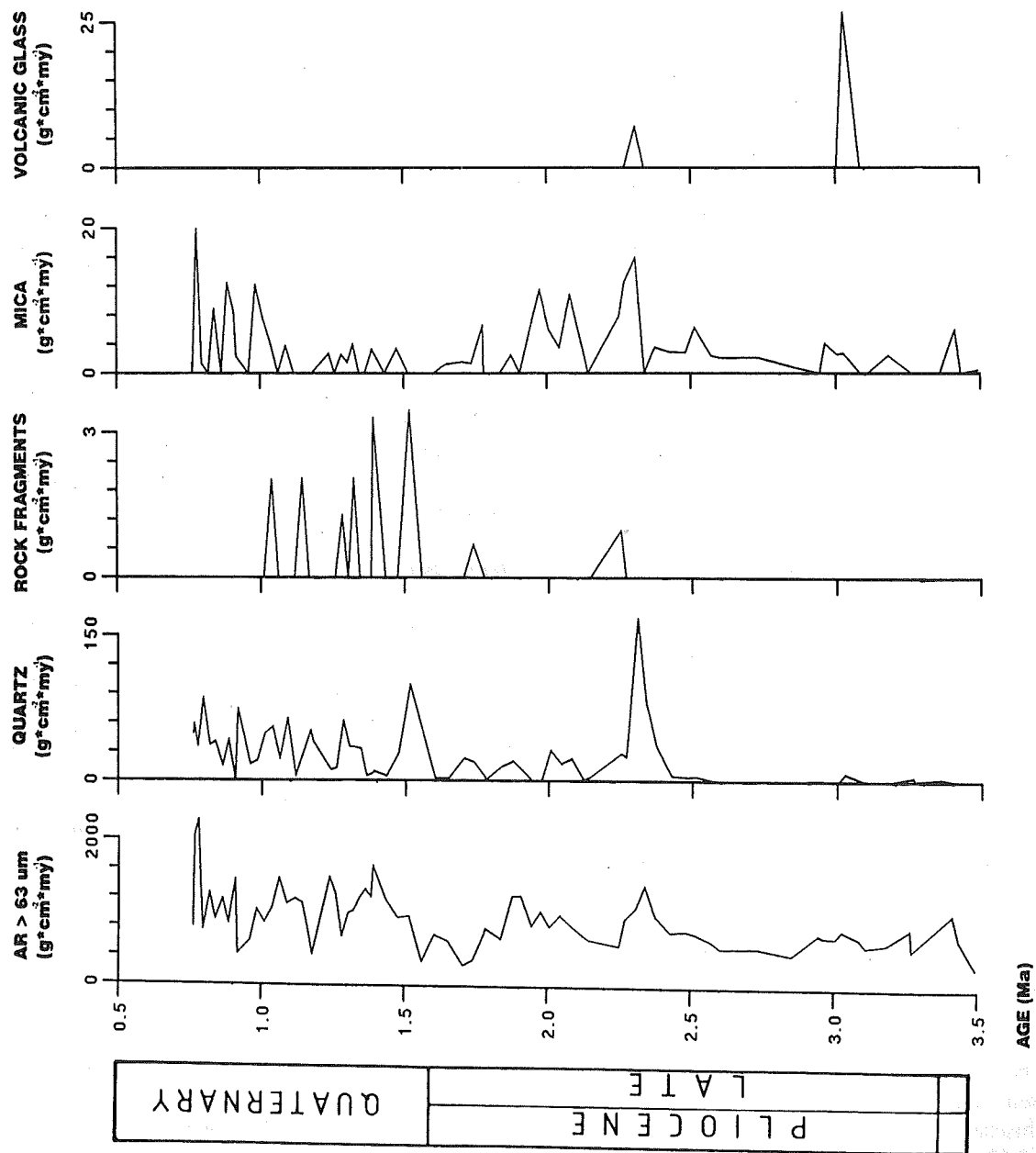


Abb. 4.38: Akkumulationsraten der terrigenen und vulkano-klastischen in der Grobfraktion der Bohrung 552.

Norwegische See Bohrung 643

Die biogenen Komponenten der Bohrung 643 sind in der Abbildung 4.31 dokumentiert. Bemerkenswert ist die Dominanz sowohl von kieseligen benthischen (Poriferen-Spicula) als auch von kieseligen planktonischen Partikeln (Diatomeen und Radiolarien) zwischen 8.8 und 3.5 Ma in den überlieferten Sedimentabschnitten. Im Gegensatz zu den Akkumulationsraten von Diatomeen und Radiolarien erreicht die AR der Poriferen-Spicula in den letzten 1 my ihren Hauptanteil (bis $20 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$). Signifikante AR von Diatomeen und Radiolarien sind in diesem Zeitintervall nicht erkennbar. Die AR von agglutinierenden ($5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$) und kalkigen benthischen Foraminiferen (bis $80 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$) bleibt auf das Quartär beschränkt. Kalkige benthische Foraminiferen werden in geringen Mengen ($5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$) lediglich um 3.8 Ma im Pliozän akkumuliert. Die planktonischen Foraminiferen sind mit maximalen AR (bis $1500 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$) für das Quartär kennzeichnend.

Die AR der terrigenen Partikel (Quarz, Gesteinsfragmente und Glimmer) (Abb.4.32) setzt mit geringen Anteilen bei 3.2 Ma ein, steigert sich zwischen 2.6 und 1.9 Ma, um dann ab 1.6 Ma ihre höchsten Werte (Quarz: bis $2000 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$; Gesteinsfragmente: $200 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$; Glimmerpartikel: bis $100 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$) zu erreichen. Die AR von Feldspat setzt mit Werten bis zu $150 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$ ab 1.3 Ma ein. Die vulkano-klastischen Partikel erreichen zwischen 8.8 und 6.9 Ma ihre maximalen AR-Werte (bis $20 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$). Deutlich geringere Anteile sind im Pliozän und Quartär dokumentiert. Die AR der authigenen Partikel ist ab 4.0 Ma dokumentiert, wobei maximale Werte (bis zu $25 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$) ausschließlich im Quartär erreicht werden.

Bohrung 642

Die Akkumulationsraten der biogenen Partikel (Abb.4.33) deuten in der Bohrung 642 auf eine drastische Veränderung der Sedimentationsverhältnisse zwischen 4.0 und 3.6 Ma hin. In den überlieferten Sedimenten zwischen 10.0 und 4.0 Ma wird die benthischen Partikelgruppe von hohen Akkumulationsraten der Poriferen-Spicula charakterisiert. Nennenswerte AR von kalkigen benthischen Foraminiferen lassen sich nicht nachweisen. Lediglich geringe AR von agglutinierenden benthischen Foraminiferen erscheinen zwischen 9.5 und 8.6 Ma (Abb.4.33). In den überlieferten Zeitintervallen des späten Pliozäns und des Quartärs erreichen die AR der agglutinierenden benthischen Foraminiferen und die der Porifera-Spicula nur sporadisch hohe Werte, während die AR der kalkigen benthischen Foraminiferen auf ihre maximalen Werte ansteigen. Dagegen dokumentieren die AR der planktonischen

Foraminiferen ihre maximalen Werte ausschließlich im jüngeren Quartär (in den letzten 1.0 my). Die kieseligen planktonischen Partikel (Diatomeen, Radiolarien) zeigen, ähnlich den Poriferen-Spicula nur in den älteren Zeitintervallen (10.0 bis 4.0 Ma) hohe Akkumulationsraten, wobei maximale AR um 9.8 Ma, um 8.8 Ma, um 8.0 Ma und um 5.5 Ma zu beobachten sind.

Die Werte der Akkumulationsraten der nichtbiogenen Partikel der Grobfraction sind der Abbildung 4.34 zu entnehmen. Deutlich werden die insignifikanten AR der Partikel Quarz, Gesteinsfragmente, Glimmer und Feldspat im späten Miozän und frühen Pliozän. In den verbleibenden jüngeren Zeitintervallen dieser Bohrung setzt die Akkumulation von Quarz und Gesteinsfragmenten um 3.1 Ma ein und erreicht zwischen 0.8 und 0.1 Ma ihre maximalen Anteile (Quarz: um $1250 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$; Gesteinsfragmente: um $200 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$). Die AR von Glimmer und Feldspatpartikeln setzt um 2.4 Ma ein und zeigt maximal Werte erst im jüngeren Quartär (Glimmer: bis $100 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$; Feldspat: bis $200 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$). Ein ausgeprägtes Maximum (bis $500 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$) wird um 6.0 Ma von den vulkano-klastischen Partikeln überliefert. Die Akkumulationsraten der authigenen Partikel zeigen sporadisch zwischen 5.5 und 3.8 Ma hohe Anteile, wobei maximale Werte (bis $25 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$) erst im jüngsten Quartär erreicht werden.

Bohrung 644

Die Akkumulationsraten der biogenen Partikel der Grobfraction sind in Abbildung 4.35 dargestellt. Maximale AR (bis zu $220 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$) der kalkigen benthischen Foraminiferen lassen sich im Quartär nachweisen, wohingegen niedrigere AR (um $80 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$) auf das Pliozän beschränkt bleiben. Die hohen Werte der agglutinierenden benthischen Foraminiferen (um $15 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$) beherrschen die letzten 0.5 my. Die maximalen AR (bis $100 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$) der Poriferen-Spicula kennzeichnen den Zeitabschnitt zwischen 2.4 und 2.0 Ma, während in den jüngeren Bereichen dieser Bohrung niedrigere AR (20 bis $50 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$) sporadisch auftreten. Die Akkumulationsrate der planktonischen Foraminiferen überliefern maximale Werte (bis $1200 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$) in den letzten 1.0 my, wohingegen in den älteren Bereichen lediglich geringste Anteile erscheinen. Die kieseligen planktonischen Partikel treten stellenweise mit diskreten Maximalwerten (Diatomeen: bis $9 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$, Radiolarien: bis $32 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$) auf.

Abbildung 4.36 gibt Informationen über die Veränderungen der AR-Anteile der nichtbiogenen Komponenten. Der Einsatz der Quarzakkumulation läßt sich deutlich ab 2.6 Ma belegen und erreicht ab 1.2 Ma maximale Werte von bis zu $4500 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$. Niedri-

gere AR der Gesteinsfragmente beschränken sich auf das Pliozän. Erst in den letzten 1.5 my lassen sich deutlich hohe Werte (bis $400 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$) beobachten. Die Glimmer- und Feldspatpartikel überliefern ausschließlich im Quartär höhere AR. Signifikante AR von vulkano-klastischen Partikeln sind auf den Bereich um 0.4 Ma beschränkt. Authigene Partikel zeigen im gesamten Pliozän und Quartär hohe AR (bis $400 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$), wobei in den letzten 0.4 my ein deutliches Minimum zu verzeichnen ist.

Rockall-Plateau Bohrung 552

Der AR der kalkigen benthischen Foraminiferen (Abb.4.37) zeigt maximale Werte (bis $90 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$) zwischen 2.3 und 1.6 Ma. Poriferen-Spicula treten mit geringen AR sporadisch zwischen 3.5 und 1.8 Ma auf. Die kieseligen planktonischen Partikel erreichen niedrige AR. Diatomeen (bis $12 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$) sind auf das Zeitintervall zwischen 3.4 und 3.0 Ma beschränkt. Radiolarien (bis $4 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$) kennzeichnen den Zeitraum von 3.5 bis 2.6 Ma.

Die AR von Quarz (Abb.4.38) erreichen ab 2.4 Ma maximale Werte um $150 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$. Niedrige AR ($5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$) lassen sich zwischen 3.4 und 3.0 Ma erkennen. Die AR der Gesteinsfragmente erreichen zwischen 1.6 und 1.0 Ma Maximal-Werte bis $3 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$ und geringere Werte um 2.2 Ma. Die Akkumulationsraten der Glimmerpartikel zeigen maximale Anteile (bis $20 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$) zwischen 2.3 und 1.9 Ma und zwischen 1.0 und 0.7 Ma.

5 VERGLEICH DER SEDIMENTOLOGISCHEN UND PALÄONTOLOGISCHEN BEFUNDE

Die erfaßten Daten des Gesamtsedimentes und die Pauschalzusammensetzung der Grobfraction liefern erste Trends zur Entwicklung des Ablagerungsraumes. Aufgrund der Zielsetzung ist angestrebt, in der Zusammenschau der Daten zu einer detaillierten Interpretation zu gelangen, wobei sowohl auf die qualitativen, als auch auf die quantitativen Ergebnisse Bezug genommen wird (vgl. Kap. 2.2). In diesem Kapitel soll versucht werden, einerseits die Gesamtsedimentdaten und die Grobfaktionsdaten unter Einbeziehung der für die Partikelkomposition relevanten biostratigraphischen / ökologischen Resultate (in SRIVASTAVA et al. 1989, in ELDHOLM et al. 1989) hinsichtlich ihrer Hinweise auf den Ablagerungsraum zu deuten.

5.1 Norwegische See Bohrung 643.

Spätes Miozän

Zwischen 13.7 und 8.8 Ma, 6.9 und 6.0 Ma und 5.6 und 4.2 Ma treten im Bereich des späten Miozäns dieser Bohrung Hiaten auf. In den überlieferten Zeitintervallen von 8.8 bis 6.9 Ma dominiert ein wechselndes Auftreten von Karbonat- (Abb.4.12; 4.16) und Kieselsedimentation (vgl. BOHRMANN 1988; Abb.4.21; 4.31).

Auffälligerweise fallen die Maximalwerte des organischen Kohlenstoffes (Abb.4.12; 4.16) mit den Maxima des kieseligen Planktons (Abb.4.21; 4.31) zusammen. Überwiegend Kieselsedimentation charakterisiert das Zeitintervall zwischen 6.0 und 5.6 Ma (Abb.4.21; 4.31, BOHRMANN 1988). Diatomeen treten um 8.5 Ma und 5.9 Ma mit signifikanten Anteilen in Erscheinung. Nach GOLL (1989) läßt sich bei 8.9 Ma mit dem Erscheinen von *Spongurus cauleti* ein Umschwung in der Radiolarienassoziation feststellen, der auch in den Zeitbereich von 6.0 und 5.6 Ma mit der Dominanz von *Tessarastrum thiedeii* einschließt. Er deutet diesen Wechsel in der Assoziation mit dem Absinken des Meeresspiegels bei gleichzeitig kühleren Oberflächenmassen. Die starken Schwankungen der Häufigkeiten von Radiolarien (Abb.4.21) dokumentieren, daß derartige Bedingungen nicht gleichmäßig für den gesamten Zeitabschnitt gelten können. So treten planktonische Foraminiferen ab 7.9 Ma sporadisch auf (Abb.4.21). Die planktonische Foraminiferenassoziation um 7.9 Ma wird von *G. bulloides* dominiert (SPIEGLER & JANSEN 1989) und korreliert positiv mit dem Bereich, in dem die Radiolarienanteile stark abfallen (Abb.4.21; 4.31). *G. bulloides* gilt als Anzeiger von wärmerer Oberflächenwassermasse (RAYMO et al. 1987). Der Windungswechsel von *N. atlantica* gilt dagegen als Indikator für kältere Wassermassen (AKSU & KAMINSKI 1989), konnte in dieser Bohrung allerdings nicht an einen diskreten Zeitpunkt geknüpft werden, sondern wird mit dem Zeitraum 7.0 bis 4.0 Ma angegeben (SPIEGLER & JANSEN 1989).

Die Benthospartikel (Abb.4.21; 4.31) zeigen eine klare Dominanz von Poriferen-Spicula, deren Aussagewert (vgl. Abschn. 3.1.3) schwer abzuschätzen ist. Auffällig ist eine negative Korrelation zu den Maxima der kalkigen benthischen Foraminiferen bei 7.9 Ma. Die kalkige benthische Foraminiferenassoziation wird von *Oridorsalis umbonatus*, *Epistominella exigua*, *Melonis barleeanum* und *Cibicides* sp. dominiert (OSTERMAN & QVALE 1989). Diese Assoziation gilt an NADW adaptiert (AKSU & KAMINSKI 1989, OSTERMAN & QVALE 1989) und belegt zeitweilig (um 7.9 Ma und um 7.1 Ma) ähnliche Tiefen- / Bodenwasserverhältnisse, wie sie heute zu beobachten sind.

Der terrigene Partikeleintrag (Abb.4.22; 4.32) spielt generell nur eine untergeordnete Rolle. Dennoch lassen

sich klar Anteile von Quarz und Gesteinfragmenten zwischen 8.8 und 6.9 Ma belegen. REM Untersuchungen der Oberflächenstruktur von Quarzkomponenten (Taf. 1) aus diesem Zeitabschnitt (643-11H-2- 40, 8.3 Ma; 643-11H-1- 40, 8.2 Ma; 643-10H- 40, 8.0 Ma) zeigen konzentrisch-muschelige Brüche und Schlagmarken, wie sie für glazialbeanspruchte Sedimente als typisch beschrieben werden (KRINSLEY & DOORNKAMP 1973, DOWDESWELL et al. 1985). Andererseits treten ähnliche Oberflächenstrukturen auch bei tektonisch beanspruchten Quarzpartikeln auf (KRINSLEY & DOORNKAMP 1973). Aufgrund der zusätzlichen Hinweise der biogen-kieseligen Partikel, die für diesen Zeitabschnitt auf kalte Klimaphasen deuten, werden die Quarzpartikel als Hinweis für saisonalen Eistransport angesehen. Auffällige Maxima im Glimmeranteil deuten möglicherweise auf Strömungsänderungen im Bodenwasser um 8.0 Ma und zwischen 7.3 und 6.9 Ma sowie um 5.9 Ma. Bemerkenswert sind drei diskrete Maxima von vulkanischen Glasfragmenten zwischen 8.8 und 7.6 Ma.

Das Pliozän

Hiaten treten zwischen 5.6 und 4.2 Ma, 3.2 und 2.6 Ma und 1.9 bis 1.6 Ma auf. Die überlieferten Zeitintervalle des Pliozäns zeigen zwischen 4.2 und 3.4 Ma deutliche Fluktuationen zwischen der Karbonat- (Abb.4.12; 4.16) und der Kieselsedimentation (BOHRMANN 1988; Abb.4.21; 4.31), wobei letztere niedriger ist als im späten Miozän und zusätzlich ab 4.1 Ma terrigenes Material sedimentiert wird (Abb.4.22; 4.32). Ein drastischer Wechsel in der Sedimentation läßt sich um 3.4 Ma belegen. Dort setzt sowohl die Karbonat- als auch die Kieselsedimentation völlig zugunsten der Terrigensedimentation aus.

Detaillierte Untersuchungen der planktonischen Partikel beschränken sich auf die Foraminiferen, die zwischen 4.0 und 3.4 Ma stark fluktuierend von *N. atlantica* sin. dominiert werden (SPIEGLER & JANSEN 1989). Die in diesem Zeitintervall auftretenden subpolare Arten deuten auf gemäßigt warme Oberflächenwassermassen. Fluktuationen sind auch im kieseligen Plankton (Abb.4.21; 4.31) zu belegen. Dabei korrelieren die Maximalanteile der Kieselpartikel mit den Maximalanteilen der planktonischen Foraminiferen positiv, so daß ein ähnlicher Temperaturwechsel wie im späten Pliozän angenommen werden kann. Die Annahme wird durch die kalkigen benthischen Foraminiferen gestützt, deren Assoziation sich im Vergleich zum späten Miozän nur unwesentlich geändert hat (OSTERMAN & QVALE 1989). Poriferen-Spicula sind mit höheren Anteilen zwischen 4.2 und 3.4 Ma vertreten, liefern aber keine eindeutigen Hinweise auf das Bodenwasser. Der Zeitabschnitt des späten Pliozäns ist durch

das totale Aussetzen von biogenen Partikeln in der Grobfraction gekennzeichnet. Nennenswerte Karbonatanteile lassen sich lediglich um 2.5 Ma feststellen. Dagegen erreicht der organische Kohlenstoffanteil maximale Werte um 2.4 und 2.0 Ma, hervorgerufen durch den hohen terrigenen Sedimenteintrag.

Erste hohe terrigene Einträge treten ab 4.1 Ma (Abb.4.22; 4.32) auf. Ein drastischer Anstieg läßt sich ab 3.4 Ma dokumentieren und belegt den dominanten Einfluß der terrigenen Sedimentation, die eine sich verstärkende Eistransportaktivität widerspiegelt.

Das Quartär

Das quartäre Sedimentationsmilieu wird generell durch einen hochfrequenten Wechsel von Karbonat- und Terrigensedimentation bestimmt (Abb.4.12; 4.16; 4.22; 4.32). Geringe Anteile von Karbonatsedimentation lassen sich zwischen 1.6 und 1.0 Ma beobachten. Nennenswerte Anteile von Kieselsedimenten sind nicht festzustellen (Abb.4.21; 4.31; BOHRMANN 1988). Die starken Fluktuationen der planktonischen Foraminiferenassoziationen spiegeln die wechselhaften Temperaturen der Oberflächenwassermassen wider und werden in Abbildung 4.21 als Pauschalzusammensetzung dokumentiert. Diese Assoziationen bestehen aus *N. pachyderma* sin., die dem polaren Plankton zuzurechnen ist, während *N. pachyderma* dex. und *Globigerina quinqueloba* das subpolare Plankton repräsentieren (SPIEGLER & JANSEN 1989). Kieseliges Plankton ist nicht deutlich beobachtbar. Die kalkigen benthischen Foraminiferen erscheinen nur in unbedeutenden Anteilen ab 1.0 Ma. Die benthische Foraminiferenassoziation besteht aus einer für Glazial-/Interglazialzeiten typischen Vergesellschaftung (*Cibicides wuellerstorfi*; *Oridorsalis umbonatus*; *Cassidulina subglobosa*) (OSTERMAN & QVALE 1989). In diesem Zeitabschnitt erreichen die Anteile der Grobfraction ihre maximalen Werte. Einerseits wird dieser Wert durch ein gehäuftes Auftreten von planktonischen Foraminiferen verursacht, andererseits dokumentieren die drastischen Anstiege der terrigenen Partikel den dominanten Einfluß von eistransportiertem Material im Quartär. Auffällig hohe Anteile von authigenen Partikeln und die sporadische Anwesenheit von agglutinierenden benthischen Foraminiferen belegen die zeitweilig eingeschränkten Lebensbedingungen im Bodenwasser, die vermutlich während der Glazialzeiten durch eine eingeschränkte Durchlüftung des Bodenwassers hervorgerufen werden (HENRICH et al. 1989a). Diese Interpretation wird auch durch die gute Erhaltung des organischen Kohlenstoffes gestützt, der im Quartär seine Maximalwerte erreicht.

Zusammenfassung

Im späten Miozän zeichnet sich für die Bohrung 643 das Bild von vorwiegend kälteren und nährstoffreichen Oberflächenwassermassen ab, das einerseits durch das Auftreten kaltadaptierter Radiolarien- und Diatomeenassoziationen, andererseits durch gleichzeitig maximale organische Kohlenstoffwerte belegt werden und als Indiz von erhöhter Produktivität gewertet werden können. Ein Wechsel zu kurzzeitig wärmeren Phasen im Oberflächenwasser läßt sich für die Zeiträume um 7.9 Ma, möglicherweise auch um 7.1 Ma, durch die planktonische Foraminiferenassoziation belegen. Die kurzzeitigen drastischen Änderungen im Oberflächenwasser lassen sich auch im Tiefen-/Bodenwasser durch die benthischen Foraminiferenassoziationen nachweisen (7.9 Ma und 7.1 Ma). Sie deuten auf Tiefenwasserbildungsmechanismen, die den heutigen ähnlich sind. Es ist zu vermuten, daß der erhöhte Anteil von Glimmerpartikeln in Zusammenhang mit den Zeiten von Strömungsänderungen steht (um 8.0 Ma, um 7.3 Ma, um 7.0 Ma). Der geringe Eintrag, aber eindeutig nachweisbare Anteil von Quarz und Gesteinsfragmenten deutet auf saisonalen Eistransport.

Die Oberflächenwassermassen des frühen Pliozäns sind durch intensive Änderungen von gemäßigten und kälteren Temperaturen gekennzeichnet, die durch das Alternieren von Karbonat- und Kiesel sedimentation belegt sind. Durch das Auftreten von Diatomeen in Zeiten kälterer Klimabedingungen deutet sich ein höheres Nährstoffangebot an. Die Bodenwassermassen verändern sich synchron, woraus sich kurzfristige Wechsel in der Intensität der Tiefenwasserbildung ableiten lassen. Das Auftreten von terrigenem Material ab 4.1 Ma, der sich verstärkende Eintrag ab 3.4 Ma und das Fehlen von biogenen Partikeln dokumentieren die sich verstärkende Abkühlung in hohen Breiten.

Bohrung 642

Spätes Miozän

Die Ablagerungen des späten Miozäns dieser Bohrung werden durch das Alternieren von Karbonat- und Kiesel sedimentation geprägt (Abb. 4.23; 4.33; 4.13; 4.17; BOHRMANN 1988). Zwischen 7.6 und 6.1 Ma wird kein Sediment überliefert (GOLL 1989). Die Werte des organischen Kohlenstoffes sind im Vergleich zur Bohrung 643 deutlich höher, zeigen aber keine eindeutige Korrelation mit dem kieseligen Plankton. Die Arten-dichte von Radiolarien dokumentiert mit dem dominanten Auftreten von *Corythospyris reuschi* (um 8.8 Ma) und *Spongurus cauleti* (um 8.1 Ma) (GOLL & BJÖRKLUND 1989), daß in Zeiten überwiegender Kiesel sedimentation die Oberflächenwassermassen kälter und

nährstoffreicher waren. In Bereichen dominanter Karbonat sedimentation (10.0 bis 9.0 Ma und 5.9 bis 5.6 Ma) werden höhere Temperaturen im Oberflächenwasser durch die subpolaren planktonischen Foraminiferenassoziationen (*Globigerina bulloides*, *N. atlantica* dex.) belegt (SPIEGLER & JANSEN 1989). Der Windungswechsel von *N. atlantica* um 6.0 Ma deutet auf eine weitere sich verstärkende Abkühlung.

Das Benthos dokumentiert sowohl Anteile von kalrigen Foraminiferen (*Epistominella exigua*, *Cibicides* sp., *Uvigerina* sp.) als auch sporadisch auftretende Anteile von agglutinierenden benthischen Foraminiferen (OSTERMAN & QVALE 1989). Die Autoren führen das gleichzeitige Auftreten von agglutinierenden benthischen Foraminiferen auf chemische Veränderungen im Bodenwasser zurück, die zur Karbonatlösung führten, da ein eindeutiger Wechsel nicht zu belegen ist.

Der Terrigenanteil zeigt (Abb. 4.24; 4.34) höhere Quarz- und Gesteinsfragmentanteile zwischen 10.0 und 7.8 Ma sowie zwischen 6.0 und 5.3 Ma. Die ausgeprägten Maxima der Gesteinsfragmente zwischen 8.4 und 7.8 Ma korrelieren positiv mit den maximalen Anteilen des an kältere Oberflächenwassermassen angepaßte Kieselplanktons und stützt die Vermutung von sporadisch auftretendem eistransportierten Material im späten Miozän.

Pliozän

Zwischen 3.1 und 2.6 Ma ist das Pliozän durch einen Hiatus gekennzeichnet (GOLL 1989). Die planktonischen Partikel belegen einen drastischen Wechsel in den Sedimentationsverhältnissen zwischen 5.0 und 4.0 Ma (Abb. 4.23; 4.33; 4.13; 4.17), von dominant kieseliger zu dominant karbonatischer Partikelsedimentation. Die planktonische Foraminiferenassoziationen (*G. bulloides*) belegt für karbonatreiche Intervalle den eher subpolaren Einfluß (SPIEGLER 1989), während die Radiolarienassoziationen den polaren Einfluß widerspiegeln (GOLL & BJÖRKLUND 1989).

Der terrigene Partikeleintrag (Quarz und Gesteinsfragmente) läßt sich zwischen 5.0 und 4.0 Ma mit geringen Anteilen belegen (Abb. 4.24; 4.34) und dokumentiert zwischen 3.9 und 3.6 Ma einen ersten drastischen Anstieg. Höhere Anteile der >63µm-Fraktion korrelieren positiv mit der Erhöhung des terrigenen Eintrages und geben den Hinweis auf eine drastische Verstärkung der Eistransportaktivität.

Quartär

Das Quartär wird durch den dominanten, stark fluktuierenden Anteil der terrigenen Komponenten geprägt (Abb. 4.24; 4.34). Von den planktonischen Partikeln erscheinen höhere Anteile von Foraminiferen ab 0.8 Ma

(Abb.4.23; 4.33), die durch ein hochfrequentes Alternieren von polaren (*N. pachyderma* sin.) subpolaren (*N. pachyderma* dex., *Globigerina quinqueloba*) charakterisiert sind (SPIEGLER 1989) und auf eine starke Veränderung der Oberflächenwassertemperaturen deuten. Kieselige planktonische Partikel konnten nicht festgestellt werden.

In der benthischen Partikelgruppe erscheinen die agglutinierenden Foraminiferen und Poriferen-Spicula nur untergeordnet. Die kalkschaligen benthischen Foraminiferen (Abb.4.23; 4.33) sind durch geringe Anteile in den vergangenen 1.0 my präsent und setzen sich aus der typischen Artenassoziation für glazial/interglaziale Zeiten zusammen (OSTERMAN & QVALE 1989).

Zusammenfassung

Die Annahme, daß das sporadische Auftreten von terrigenem Material im Miozän auf Eistransport zurückgeführt werden kann, wird durch den Wechsel in der planktonischen Partikelassoziation gestützt. So sind die Intervalle der Kiesel sedimentation mit an kalte Oberflächenwassermassen adaptierte Arten ein Indiz für kurzfristige Abkühlungen. In diesen Intervallen geben auch die niedrigen Anteile von kalkigen benthischen Foraminiferen Anzeichen auf eine eingeschränkte Karbonatproduktion. Besonders ausgeprägt ist dieses Phänomen im Zeitintervall zwischen 8.5 und 7.8 Ma (Abb.4.23; 4.33). Ab der Grenze Miozän/Pliozän deutet sich im Oberflächenwasser eine Verstärkung dieser Verhältnisse zu einem höher frequenten Wechsel von wärmeren zu kälteren Phasen an, der das gesamte überlieferte Pliozän prägt. Dieser Zustand wird einerseits durch die Wechsel von kieselig- zu karbonat betonter Sedimentation belegt, andererseits durch den sich seit dem späten Miozän (ab 5.6 Ma) verstärkenden terrigenen Eintrag, der ab 3.9 Ma mit der Komponente Gesteinsfragmente ähnlich hohe Werte wie im Quartär erreicht (Abb.4.24; 4.34). Ab 3.1 Ma vollzieht sich ein einschneidender Wechsel zu dominant terrigener Sedimentation. Die kalkigen und kieseligen Partikel gehen auf insignifikante Anteile zurück. Dieses ist Ausdruck einer sich steigernden Abkühlung, die in einem Ansteigen der Eistransportaktivität mündet. Im Quartär werden Wechsel von kurzfristigen, hochfrequenten Erwärmungs- und Kaltphasen durch den Eintrag von planktonischen Foraminiferen (subpolare Assoziationen) und den terrigenen Partikeln angezeigt. Auch mit den benthischen Foraminiferen (z.B. *Cibicides* sp.) lassen sich derartige Warmphasen belegen. Auffällig ist der Übergang zwischen spätem Pliozän und Quartär (2.6 bis 0.8 Ma) in dem nur geringe Anteile von Karbonat überliefert sind. Gründe hierfür können einerseits in einer reduzierten Karbonatschalenproduktion liegen, andererseits als ein Indiz für schlechte Karbonaterhaltung durch korrosives Bodenwasser

angesehen werden.

Bohrung 644

Pliozän und Quartär

Die Sedimente dieser Bohrung umfassen das späte Pliozän und das Quartär. Die Calciumkarbonatanteile sind im gesamten Zeitintervall generell durch hohe Werte gekennzeichnet (Abb.4.14; 4.18). Lediglich zwischen 2.6 und 2.2 Ma werden leicht niedrigere Anteile festgestellt. Diese überraschende Beobachtung ist nur schwer zu verstehen, da im Vergleich zu Bohrung 642, die ebenfalls auf dem Vöring Plateau in etwa gleicher Wassertiefe, nur 150km nordwestlich entfernt, positioniert ist, im Zeitabschnitt von 2.6 bis 1.0 Ma nahezu kein Calciumkarbonat überliefert wird. HENRICH (1989) führt die schlechte Karbonaterhaltung der Sedimente der Bohrung 642 in diesem Zeitintervall auf korrosives Bodenwasser zurück. Eine derartige Annahme kann für den Bereich der Bohrung 644 nicht gelten. Diese Annahme wird zusätzlich noch durch das Auftreten von ungewöhnlich hohen Anteilen kalkiger benthischer Foraminiferen gestützt (Abb.4.25). Eingeschränkte Lebensbedingungen im Bodenwasser lassen sich nur für die vergangenen 0.4 my mit dem Ansteigen der Werte von agglutinierenden benthischen Foraminiferen bei gleichzeitiger Abnahme der kalkigen benthischen Foraminiferen annehmen.

Von den terrigenen Partikeln (Abb.4.26; 4.36) tritt Quarz erstmalig ab 2.8 Ma auf und ist ab 2.6 Ma in der gesamten durchteuften Sequenz präsent. Bemerkenswert sind die ab 1.6 Ma kontinuierlich ansteigenden Akkumulationsraten von Quarz. Ab diesem Zeitpunkt steigen ebenfalls die Anteile der Komponenten Gesteinsfragmente und Feldspat auf drastisch höhere Werte und deuten auf eine sich verstärkende, stark fluktuierende Eistransportaktivität.

Zusammenfassung

Das späte Pliozän und Quartär dieser Bohrung sind durch den hochfrequent fluktuierenden Eintrag von terrigenem Material gekennzeichnet, der die Annahme zuläßt, daß die Eistransportaktivität extrem variabel war. Kalkige benthische Foraminiferen sind ab 2.6 Ma mit schwankenden Anteilen zu belegen und deuten auf ein wenig kalkaggressives Bodenwasser. Biogen-kieselige Partikel lassen sich in geringen Anteilen belegen.

5.2 Nordatlantik

Rockall Plateau Bohrung 552

Der bearbeitete Zeitabschnitt dieser Bohrung reicht

von 3.5 bis 0.5 Ma. Die Untersuchungen standen unter dem Aspekt, den Zeitpunkt des Haupteintrages von eistransportiertem Material zwischen dem Rockall und dem Vöring Plateau zu vergleichen, wobei anzumerken ist, daß die zeitliche Probenauflösung der Bohrung 552 geringer ist, als die der Bohrungen des Leg 104. Ein drastischer Anstieg von Quarzpartikeln und Gesteinsfragmenten läßt sich ab 2.4 Ma dokumentieren. Bemerkenswert sind geringe Anteile von Quarzpartikeln zwischen 3.4 und 3.0 Ma. In diesem Zeitintervall sind auch die ersten Dropstones (Durchmesser bis 2cm) beschrieben worden (ROBERTS et al. 1984). Hinweise zu den relativen Temperaturen der Oberflächenwassermasse lassen sich aus den Detailuntersuchungen der Diatomeen gewinnen (BALDAUF 1984). Die Diatomeenassoziation (mit u.a. *Nitzschia jouseae*) gilt nach BALDAUF (1984) als an wärmere Wassermassen adaptiert. Die Individuendichte der Diatomeen dokumentiert ausgesprochene Minima um 3.4 Ma und ab 3.1 Ma. Der Zeitpunkt 3.1 Ma korreliert mit dem Auftreten geringer Anteile von Quarz und wird als Indiz für ein saisonales Auftreten von eistransportiertem Material ab ca. 3.1 Ma angesehen.

Zusammenfassung

Aufgrund der Diatomeenassoziation lassen sich Bereiche mit niedrigeren Temperaturen ab 3.1 Ma ableiten. Der Eintrag von Quarzpartikeln, die als eistransportiertes Material gedeutet werden, läßt sich eindeutig ab ca 3.1 Ma feststellen. Der Haupteinsatz von eistransportiertem Material kann mit 2.4 Ma angegeben werden. Diese Datumsangaben korrelieren positiv mit den Beobachtungen auf dem Vöring Plateau, in dessen Bereich ebenfalls ein drastischer Anstieg im terrigenen Material um ca. 3.2/3.1 Ma dokumentiert ist.

Labrador See Bohrung 646

Miozän

Die qualitativen und quantitativen Anteile des Calciumkarbonatgehaltes überliefern in drei miozänen Zeitabschnitten (8.3 bis 7.8 Ma; 7.0 bis 6.0 Ma; um 5.8 Ma) erhöhte Einträge (Abb.4.11; 4.15). Die qualitativen Anteile des Kohlenstoffgehaltes zeigen keine signifikanten Wechsel (Abb.4.11). Dagegen treten bei der quantitativen Bilanzierung des Kohlenstoffes drei ausgeprägte Zeitbereiche (um 8.0 Ma, um 7.0 Ma, um 6.0 Ma) mit relativen Maxima auf, von denen das älteste mit den höheren Karbonatwerten korreliert ist. Von den planktonischen Partikeln sind in diesem Zeitbereich lediglich die Foraminiferen überliefert (Abb.4.19; 4.29), die mit den Zeitintervallen höheren Karbonateintrages korrelieren. Die Assoziation der Foraminiferen zeigt

generell eine geringe Artendiversität mit *N.atlantica* dex., *N.atlantica* sin., *G.bulloides*, und *G.quinqueloba* (AKSU & KAMINSKI 1989). Diese Bearbeiter geben den Windungswechsel von *N.atlantica* dex. nach *N.atlantica* sin. zwischen 8.9 und 8.6 Ma an und interpretieren ihn aufgrund von schweren Sauerstoffisotopenwerten in dem Zeitbereich als Resultat eines Absinkens der Oberflächenwassertemperatur ab 8.9 bis 8.6 Ma. Von den benthischen Partikeln geben die Foraminiferen Hinweise auf die Situation im Bodenwasserbereich. Es treten sowohl agglutinierende als auch kalkige benthische Foraminiferen auf. Beide Assoziationen werden von KAMINSKI et al. (1989a) als NADW-typische Assoziationen angegeben, wobei Zeiten mit vorherrschend agglutinierenden Arten auf korrosives Bodenwasser hinweisen. Der terrigene Partikeleintrag des späten Miozäns wird von Quarz und Glimmer dominiert (Abb.4.20; 4.30). Auffällig ist der zwar geringe aber deutlich nachweisbare Anteil von Gesteinsfragmenten zwischen 9.5 und 7.6 Ma. REM-Untersuchungen der Oberflächenstruktur von Quarzpartikeln (646-76X-2-32; 8.6 Ma) belegen durch eng, parallel beieinanderliegende konzentrisch-muschelige Brüche eine starke Beanspruchung dieser Quarzpartikel (Taf.1). Von KRINGSLEY & DOORNKAMP (1973) und DOWDESWELL et al. (1985) werden derartige Strukturen als Glazialbeanspruchung gedeutet. In dieses Zeitintervall fällt auch der Windungswechsel von *N.atlantica* dex. nach sin., so daß hier ein weiteres Indiz für eine geringe Eistransportaktivität vorliegt.

Pliozän

Im Pliozän zeigt sich in den Karbonat- und Kohlenstoffgehalten ein deutlicher Abfall um 4.0 Ma (Abb.4.11; 4.15). Die planktonischen Partikel überliefern einen markanten Wechsel von kalkigen Foraminiferen zu kieseligen Partikeln (Abb.4.19; 4.29) und belegen eine drastische Veränderung der Oberflächenwassermassen. Diatomeen und Radiolarien setzen zeitgleich um 3.9 Ma ein. Diatomeen werden zwischen 3.9 und 3.3 Ma durch eine für höhere Breiten charakteristische pelagische Artenzusammensetzung gekennzeichnet (MONJANEL & BALDAUF 1989). Von 3.3 und 3.1 Ma tritt ein kurzfristiger Wechsel warmadaptierter Arten (z.B. *Nitzschia reinholdii*) auf (MONJANEL & BALDAUF 1989), die eine zeitweilige Erwärmung des Oberflächenwassers andeuten. Die Radiolarienassoziationen zwischen 3.9 und 3.3 Ma werden von LAZARUS & PALLANT (1989) als kalttemperiert bis subarktisch beschrieben. Bei den benthischen Partikeln setzen um 3.9 Ma die agglutinierenden Foraminiferen nahezu aus, während die Poriferen-Spicula in nennenswerten Anteilen auftreten. Die kalkigen benthischen Foraminiferen überliefern ab diesem Zeitpunkt einen drastischen Wechsel in ihrer

Assoziation. Um 4.0 Ma treten die für glaziale Verhältnisse typischen benthischen Foraminiferen (*Stetsonia horvathi*, *Cassidulina teretis*) auf (KAMINSKI et al. 1989a). Sie gelten als an polare Verhältnisse adaptierte Formen. Von den terrigenen Partikeln zeigt die Komponente Quarz ab dem frühen Pliozän einen kontinuierlichen Anstieg in ihren Werten (Abb.4.20; 4.30). Gesteinsfragmente setzen mit ihrem maximalen Eintrag ab 4.0 Ma ein (Abb.4.20). Die Indizien der planktonischen Partikel, die ab 4.0 Ma kalte Temperaturen der Oberflächenwassermassen dokumentieren, lassen die Annahme zu, daß der drastische Anstieg von Gesteinsfragmenten auf eine Verstärkung der Eistransportaktivität zurückgeht. Eine weitere der Eistransportaktivität wird durch die dramatische Zunahme der >63µm-Fraktion ab 2.9 Ma belegt, wobei im Zeitabschnitt von 2.9 bis 1.6 Ma die planktonischen Partikel nahezu aussetzen und auf eine großräumige Vereisung des Seegebietes im Bereich der Bohrlokation deuten.

Quartär

Die Calciumkarbonatwerte erreichen im Quartär hochfrequent-fluktuierend deutlich höhere Werte als im späten Pliozän, während die Kohlenstoffanteile in den letzten 1.2 my leicht niedrigere Werte überliefern (Abb.4.11; 4.15). Die planktonische Partikelassoziation überliefert gleichfalls ein hochfrequentes Alternieren von kieseligen (Diatomeen und Radiolarien) und planktonischen Foraminiferen. Die Diatomeen treten im gesamten Quartär auf, wobei zwischen 1.6 und 0.7 Ma deutlich niedrigere Anteile zu verzeichnen sind (Abb.4.19; 4.29). Aufgrund ihrer Assoziation (*Actinocyclus oculatus*, *Rhizosolenia curvirostris*, *Pseudoecunotia doliolus*), die einer für hohe Breiten typischen pelagischen Zusammensetzung entspricht und dem unterschiedlichen Erhaltungsgrad, wird von MONJANEL & BALDAUF (1989) starke Wechsel in der Produktivität des Oberflächenwassers diskutiert. Die kalkigen benthischen Foraminiferen mit typischen glazial / interglazial Assoziationen (*Stetsonia horvathi*, *Cassidulina spp.*, *Epistominella exigua*) erreichen in den wärmeren Phasen ihre höchsten Akkumulationsraten und belegen durch ihre gute Erhaltung gering korrosive Bodenwasserverhältnisse (KAMINSKI et al. 1989a).

Die terrigenen Partikel sind mit hochfrequent wechselnden Anteilen im gesamten Quartär zu belegen. Auffällig ist ein signifikanter Rückgang zu verhältnismäßig niedrigen Werten ab ca. 1.0 Ma (Abb.4.20; 4.30), der für diesen Zeitraum eine auf einem niedrigeren Level angesiedelte Eistransportaktivität deutet. Bemerkenswert ist das beinahe kontinuierliche Auftreten von Tephrapartikeln, die aber nicht die für diskrete Aschenlagen typisch hohen Anteile (um 100 KZ-%) erreichen (Abb.4.20). Ob hier ein Verdünnungseffekt durch Eis-

transport (BITSCHENE et al. 1989) vorliegt, kann nicht mit Sicherheit gesagt werden, erscheint aber wahrscheinlich (vgl. Kap. 3.1.3).

Zusammenfassung

Die relativen Temperaturen der Oberflächenwassermassen im späten Miozän der Bohrung 646 deuten auf zeitweilig kalte Phasen. Einerseits belegen der Windungswechsel von *N.atlantica* und schwere Werte der Sauerstoffisotopenverhältnisse eine signifikante Abkühlung, andererseits läßt das Auftreten von terrigenen Partikeln die Annahme saisonaler Eisbildung zwischen 9.0 und 8.0 Ma zu. Wechselnde Verhältnisse in der Durchlüftung des Bodenwassers zwischen 8.4 und 4.5 Ma wird durch die Fluktuationen zwischen kalkigen und agglutinierenden benthischen Foraminiferen angezeigt. Die Oberflächenwassermassen des Pliozäns unterlagen starken Schwankungen sowohl in der Temperatur, als auch im Nährstoffgehalt. Hinweise auf die Temperatur geben die Partikelassoziationen des Planktons und der dramatische Anstieg der terrigenen Partikel ab 4.0 Ma, die auf Eistransport zurückgeführt werden. Auffällig sind die stark fluktuierenden Anteile des kieseligen Planktons, das möglicherweise ein erhöhtes Nährstoffangebot in Randlagen von saisonal vereisten Meeresbereichen widerspiegelt. Ab 2.9 Ma läßt sich eine weitere Steigerung der Eistransportaktivität feststellen, die durch die drastische Zunahme des >63µm-Fraktions- und des Terrigenanteils dokumentiert wird. Dieser Anstieg führt zu der Annahme eines sich verstärkenden Eintrages von eistransportierten Partikeln aufgrund der fortschreitenden Abkühlung der nördlichen Hemisphäre. Das Quartär ist durch den hochfrequenten Wechsel von Partikeleinträgen in das Sediment gekennzeichnet, die in erste Linie durch die rapiden Klimawechsel verursacht werden.

6 SPÄTNEOGENE PALÄO-OZEANOGRAPHIE UND -KLIMA IM NÖRDLICHEN NORDATLANTIK

Ziel dieser Arbeit war es, für den Nordatlantik und das Europäische Nordmeer zeitlich hochauflösend ein paläo-ozeanographisch-klimatisches Modell für das späte Neogen zu entwickeln. In Kapitel 5 wurden die zu Zeiten der Sedimentation herrschenden Ablagerungsbedingungen erläutert. In diesem Kapitel werden die wesentlichen sedimentologischen Ergebnisse zusammenfassend dargestellt und ein paläo-ozeanographisches Modell diskutiert (Abb.6.1), das den Ablagerungsbedingungen gerecht wird.

Bisher unbeantwortet blieben die Fragen: Wie müßte ein paläo-ozeanographisches Modell aussehen? Welche Eigenschaften müssen für die Wassermassen angenom-

men werden? Gibt es Hinweise auf den Wassermassen-austausch? Lassen sich Rückschlüsse auf die Veränderungen im Klima dokumentieren?

Hinweise zu den Oberflächenwassermassen geben die planktonischen Partikel, die im Bereich der Labrador See und auf dem Vöring Plateau sowohl durch qualitativ (Abb.6.1), als auch durch quantitativ drastisch wechselnde Einträge in das Sediment geprägt sind. Im Zeitintervall zwischen 10.0 und 3.4 Ma wird die Sedimentation planktonischer Partikel auf dem Vöring Plateau von biogen-kieseligen Organismen dominiert.

Interessanterweise lassen sich maximale Anteile von biogen-kieseligen Partikeln in Bereichen beobachten, die mit Zeiträumen (um 8.2 Ma, um 5.5 Ma, um 4.1 Ma und um 3.8 Ma) eines relativ niedrigen Meeresspiegels zusammenfallen (Abb.6.1). Hingegen zeigen jedoch die Zeitabschnitte (um 8.7 Ma, um 7.3 Ma und um 4.5 Ma) maximale Einträge planktonischer Partikel während relativer Hochstände des Meeresspiegels.

Auffällig sind die zeitgleich auftretenden niedrigen Akkumulationsraten von Calciumkarbonat, die auf Schwankungen der CCD deuten (Abb.6.1).

Voraussetzung für die Sedimentation von biogen-kieseligen Partikeln ist eine ausreichende Fertilität im Oberflächenwasser, wie sie für spezielle Eisrandbedingungen von SAKSHAUG & HOLM-HANSEN (1984) oder im Bereich von Hochproduktionsgebieten von ISAACS et al. (1983) diskutiert werden. Aufgrund der exponierten Lage der Untersuchungsgebiete, die durch eine untermeerische Schwelle (Grönland-Island-Faeroer-Schottland Rücken) getrennt werden (Abb.1.2), muß angenommen werden, daß ein Meeresspiegelabfall zu einer Einschränkung des Wassermassen austausches führte.

Als Erklärung für die biogen-kieselige Sedimentation bieten sich folgende Modelle an:

a) Nährstoffreiche, relativ korrosive tiefere Wassermassen gelangen durch 'upwelling'-Prozesse in den Bereich der Oberfläche.

b) Während klimatisch kälterer Phasen kommt es zur Eisbildung. Im Bereich der Eisrandlagen wird während saisonaler Phytoplanktonblüten biogen-kieseliges Material produziert.

Diese beiden möglichen Mechanismen wurden zwar von BOHRMANN (1988) für den Bereich des Vöring Plateaus diskutiert, weiterhin ungeklärt aber bleiben die Fragen nach der Quelle dieser charakteristischen Wassermassen oder Hinweise auf entsprechende Eisrandlagen. Die Abbildung 6.1 zeigt ein Erklärungsmodell, das beide Mechanismen zulassen würde.

ad a) Für die Sedimentation der biogen-kieseligen Partikel in Zeiten relativer Meeresspiegeltiefstände wird ein Einfluß aus dem Arktischen Ozean postuliert, der 'älteres Bodenwasser' (nährstoffreich, CO₂-reich) in die Norwegisch-Grönländische See liefert, das im Verlaufe

von 'upwelling'-Prozessen zu einer biogen-kieseligen Sedimentation führt.

ad b) Die Kieselplanktonproduktion in Zeiten eines relativen Hochstandes des Meeresspiegels wird auf den Mechanismus im Bereich von Eisrandlagen zurückgeführt. Wenn sich diese Annahme als richtig erweisen sollte, müssen in diesen Zeiträumen erhöhte Anteile von terrigenen Partikeln erwartet werden. Die Abbildungen (6.1; 4.22; 4.24) dokumentieren eindeutig höhere terrigene Partikelanteile (Quarz und Gesteinfragmente) in den benannten Zeiträumen.

Andererseits treten hohe Anteile von terrigenen Partikeln auch in den Zeiträumen eines relativ niedrigen Meeresspiegels auf, sodaß der unter a) erwähnte Mechanismus ('upwelling'-Prozess) als unwahrscheinlich abzulehnen ist, und somit auch in diesen Phasen der Mechanismus b) favorisiert wird. Diese Argumentation schließt allerdings keinesfalls den Einstrom von arktischen Wassermassen in die Norwegisch-Grönländische See aus, lediglich der Vorstellung von 'upwelling'-Prozessen wird nicht gefolgt.

Hingegen ist auf dem Vöring Plateau in Zeiten geringer Kieselplanktoneinträge eine hohe Karbonatakkumulation, die durch höhere Anteile von sowohl planktonischen als auch kalkig benthischen Foraminiferen (Abb.4.21; 4.23) belegt wird, zu beobachten (Abb.6.1). Dadurch wird die Annahme evident, daß in diesen Zeitabschnitten (um 6.5 Ma, um 5.8 Ma, um 5.2 Ma, um 3.9 Ma) wärmeres NAD-Wasser in die Norwegisch-Grönländische See transportiert wird und es zu einer NSDW-Bildung kam (vgl. BOHRMANN 1988, HENRICH et al. 1989), wobei der Mechanismus der Tiefenwasserbildung dem heutigen ähnlich ist (Abb.6.1). Diese Zeitintervalle von NAD-Einstrom und NSDW-Bildung korrelieren mit den relativen Meeresspiegelhochständen, die einen intensiveren Wassermassen austausch begünstigen.

Sollte sich nun die oben postulierte Vorstellung von Tiefenwasserbildung in der Norwegisch-Grönländischen See als richtig erweisen, müßte in den Sedimenten der Labrador See ein entsprechendes Signal dokumentiert sein. Gleichzeitig stellt sich die Frage: Aus welchen Wassermassenkomponenten setzte sich das DSOW in den Zeitspannen eines niedrigen Meeresspiegels zusammen?

Ein Einsetzen von DSOW wird durch den drastischen Anstieg der Gesamttakkumulationsrate und Änderungen in der Fauna bei 8.3 Ma belegt (KAMINSKI et al. 1989b, WOLF & THIEDE 1989). BOHRMANN (1988) und BOHRMANN et al. (1990) diskutieren ein Auftreten von DSOW bei 7.3 Ma aufgrund eines zweiten signifikanten Anstiegs der Gesamttakkumulationsrate (Abb.4.11) und dem seismischen Reflektor 3/4 (Abb.1.5), wobei diese Autoren der Auffassung von SRIVASTAVA et al. (1987) folgten, die diesen Reflektor als Basis

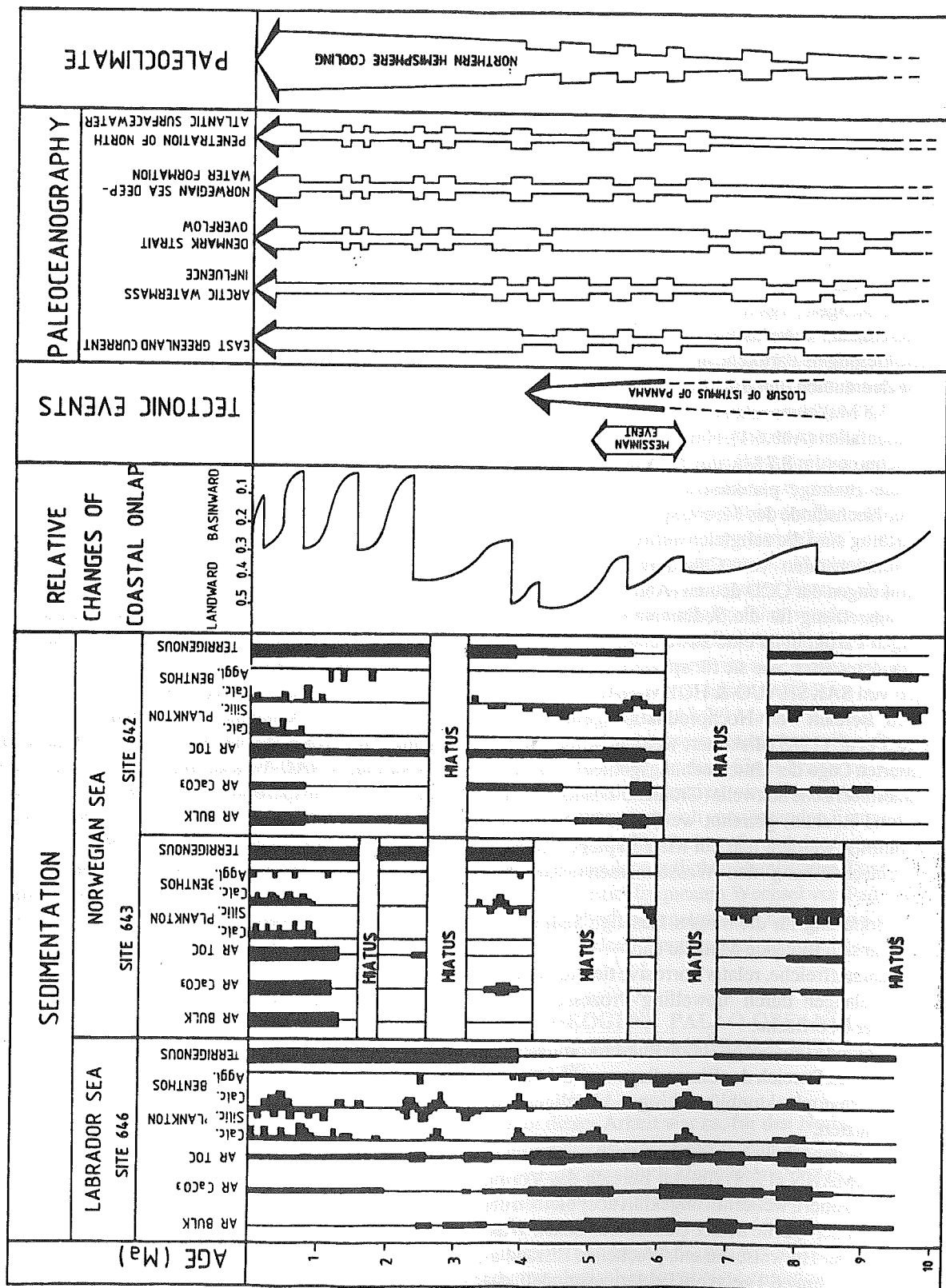


Abb. 6.1: Zusammenfassung der Resultate der sedimentologischen Untersuchungen und paläo-ozeanographisch/klimatisches Modell unter Einbeziehung der relevanten tektonischen Events und der relativen 'coastal onlap' Wechsel (nach HAQ et al. 1987). Die Gesamtsedimentparameter, Plankton- und Benthosanteile sind in AR-Raten angegeben; die Angaben des Terrigenanteiles ist qualitativ (Strichbreiten = nachweisbar, vorhanden, deutlich vorhanden, dominant).

der Driftsedimentation ansahen. Weiterführende Untersuchungen zeigten jedoch, daß die Basis der Driftsedimentation im Bereich von Reflektor R2 (4.5 Ma) (Abb.1.5) liegt (ARTHUR et al. 1989, SRIVASTAVA & ARTHUR 1989) und kein unmittelbarer Zusammenhang zwischen der Driftsedimentation und dem Auftreten von DSOW besteht, wie er von BOHRMANN (1988) und BOHRMANN et al. (1990) noch vertreten wird. Aufgrund der entwickelten Modellvorstellungen im Bereich des Vöring Plateaus und unter Einbeziehung der heutigen ozeanographischen Vorstellungen zur Zusammensetzung des DSOW (MÜLLER et al. 1979) ergibt sich das Bild einer hochvariablen Wassermasse. In den Zeitabschnitten von postulierter NSDW-Bildung muß angenommen werden, daß das DSOW 'gut durchlüftet' (sauerstoffreicher) war.

Abbildung 6.1 zeigt das Auftreten kalkiger benthischer Foraminiferen in diesen Zeitintervallen. Im Gegensatz dazu treten in den Zeitintervallen, in denen eine Zufuhr von Tiefenwasser (korrosiv; CO_2 -reich) aus dem Gebiet des Arktischen Ozeans zu vermuten ist und als Hauptkomponente des DSOW in Betracht kommt, agglutinierende Foraminiferen auf. Das Auftreten von *Nuttallides umbonifera* zwischen 9.0 und 7.5 Ma belegt korrosiveres Bodenwasser im Gebiet der Labrador See (KAMINSKI et al. 1989a). MURRAY (1987) interpretiert zwar *N. umbonifera* in den Bohrungen des DSDP-Leg 94 als einen Indikator für AABW. Andererseits tritt jedoch in Bohrung 611 (Leg 94) *N. umbonifera* gleichzeitig mit NADW-typischen Arten auf, sodaß anzunehmen ist, daß es sich eher um eine für korrosiveres 'overflow'-Wasser typische Art handelt (vgl. KAMINSKI et al. 1989a). Die niedrigere Akkumulation von Calciumkarbonat um 8.9 Ma (BOHRMANN 1988) in der Bohrung 408, die im nordöstlichen Gebiet der Irminger See in 1600m Wassertiefe abgeteuft wurde (LUYENDYK et al. 1978) und damit im Einflußbereich des 'overflow'-Wassers liegt, stützt die These korrosiver 'overflow'-Wassermassen.

Ein Einfluß von AABW (korrosives Bodenwasser) im Bereich der Bohrung 646 wird in diesem Modell ausgeschlossen. Zum einen ist heute diese Wassermasse westlich des Mittelozeanischen Rückens nur südlich von 38°N unterhalb einer Wassertiefe von 4000m belegt (DIETRICH et al. 1980). Zum anderen wäre eine Zufuhr aus dem östlichen Nordatlantik durch die 'Charlie Gibbs Fracture Zone' (Wassertiefe bis 4200m) denkbar. Ein nachfolgendes Aufsteigen dieser Wassermasse auf eine Tiefenlage oberhalb von ca. 4000m im Bereich der Labrador See ist aus Gründen der Temperatur / Salinität / Dichte-Bedingungen unwahrscheinlich. WENZEL (1986) konnte zeigen, daß der Einfluß von Wassermassen, die durch die 'Charlie Gibbs Fracture Zone' nach Westen gelangen, lediglich das Gebiet der Gloria Drift (Tiefenlage 4000m) erreicht.

Ab 7.5 Ma treten stark fluktuierend zusätzlich kalkige benthische Foraminiferen in der Bohrung 646 und NADW-typische agglutinierende benthische Foraminiferen auf (KAMINSKI et al. 1989a). Beide Assoziationen sind an die 'overflow'-Wassermassen adaptiert. Auffallend sind die hohen Akkumulationsraten von Corg, die mit den Zeitintervallen eines eher korrosiveren 'overflow'-Wassers positiv korrelieren.

Das DSOW scheint damit durch fluktuierende Anteile von korrosiveren, aus dem arktischen Bereich stammenden Wassermassenkomponenten und sauerstoffreicheren NSDW-Komponenten charakterisiert zu sein. Diese Wechsel in der Zusammensetzung des DSOW werden offensichtlich im starken Maße durch Meeresspiegelschwankungen beeinflusst (Abb.6.1). Bei einem höheren Meeresspiegel überwiegt die NSDW-Komponente, während bei einem Meeresspiegeltiefstand eine Dominanz von korrosiveren Wassermassen aus dem arktischen Ozean auftritt. Ein direkter Zusammenhang zwischen den Hiaten (Bohrungen 643, 642) des späten Miozäns und frühen Pliozäns ist aus den Fluktuationen der Zusammensetzung des DSOW nicht zu belegen. Augenscheinlich ist zwar eine positive Korrelation zwischen Wechseln in der Zusammensetzung des DSOW und den Basis-/Top-Bereichen der Hiaten (um 6.9 Ma, um 6.1 Ma, um 5.6 Ma und 4.2 Ma) des Vöring Plateaus dokumentiert (Abb.6.1), doch ist aufgrund der nicht exakt einzuschätzenden Zeitdauer eines aktiven Erosions-Events (vgl. Kap.3.2) eine Beurteilung zu unsicher.

Anzeichen für die Abkühlung des Ost-Grönland Stromes lassen sich durch den Windungswechsel von *N. atlantica* und den Sauerstoffisotopenmessungen (AKSU & KAMINSKI 1989) zwischen 9.0 und 8.6 Ma ableiten. Die Intensität des kalten Ostgrönland Stromes unterlag drastischen Wechseln. ENGEL (1989) konnte in der Bohrung 408 im späten Miozän ein Alternieren zwischen warm und kalt adaptierten Dinoflagellaten-Assoziationen im Bereich der Irminger See belegen. LOCKER & MARTINI (1989) dokumentieren anhand von Silicoflagellaten-Assoziationen eine Abkühlung im Gebiet des Vöring Plateaus um 8.9 Ma. Die in der Abbildung (6.1) modellhaft angegebenen intensiveren Phasen des Ostgrönland Stromes (zwischen 9.0 und 8.0 Ma, um 7.2 Ma, um 6.0 Ma, um 5.4 Ma, um 4.6 Ma und ab 4.0 Ma) lassen sich einerseits durch die Wechsel zu kalt-adaptierten Arten in den Biogenpartikelassoziationen, andererseits durch das Auftreten von terrigenem Material bestätigen und dokumentieren die sich graduell verstärkende Abkühlung der nördlichen Hemisphäre im späten Neogen.

Welche Folgerungen ergeben sich aus den Modellvorstellungen der Veränderungen von Wassermassen hinsichtlich der klimatischen Abläufe? Antworten auf die Fragen: Kann es unter den oben postulierten paläo-

ozeanographischen Bedingungen zu einer Abkühlung kommen? Setzte diese Abkühlung zeitgleich im Arbeitsgebiet ein? werden im folgenden diskutiert.

Eine Abkühlung der nördlichen Hemisphäre kann nur unter der Bedingung eines drastischen Anstieges des Wärmetransportes und der Verdunstungs-/Präzipitationsrate auftreten, wobei insbesondere die Verdunstungs-/Präzipitationsrate die Intensität von Eisbildung auf den Kontinenten steuert (ANDREWS et al. 1984, BOULTON 1979, RUDDIMAN & McINTYRE 1979, 1981, RUDDIMAN et al. 1980). Über die Stärke des Einflusses der atmosphärischen Zirkulationssysteme ist bisher nur wenig bekannt. Als ein wesentlicher Faktor wird hier der Aufstieg von Gebirgsketten und Hochplateaus angesehen, die vor allem in den vergangenen 10.0 my stärkeren Veränderungen unterlagen (KUTZBACH et al. 1989, RUDDIMAN et al. 1989, RUDDIMAN & KUTZBACH 1989). Derartige Veränderungen in der atmosphärischen Zirkulation werden im Rahmen dieses Modelles jedoch nicht betrachtet. Es zeigt sich aber eine sporadische Intensivierung im Einstrom von NAD-Wassermassen (Abb.6.1). Diese Wassermassen führen Wärme in hohe Breiten, sodaß aufgrund der sich ausbildenden Temperaturgradienten ein Anstieg der Verdunstungs-/Präzipitationsrate erfolgen muß, die sukzessiv in eine Phase relativer Abkühlung führt (Abb.6.1).

Bemerkenswert ist das in etwa zeitgleiche Auftreten von terrigenem Eintrag (Quarz und Gesteinsfragmente), das sowohl im Bereich der Labrador See als auch im Bereich des Vöring Plateaus sporadisch zwischen 9.0 und 4.0 Ma zu beobachten ist. Nach 4.0 Ma scheint das Signal des eistransportierten Materials auf dem Vöring Plateau im Vergleich zur Labrador See zeitlich etwas später einzusetzen. Auffällig ist weiterhin ein deutlicher Anstieg in der Akkumulationsrate der $>63\mu\text{m}$ -Fraktion, die zu unterschiedlichen Zeiten in den Bohrungen 646 (um 2.9 Ma), 643 (um 2.6 Ma), 642 (um 2.6 Ma), 644 (um 2.6 Ma), 552 (um 2.4 Ma) dokumentiert ist (Abb.4.29 bis 4.37).

Zum Problem des zeitlichen Auftretens von eistransportiertem Material seit dem späten Miozän im Gebiet des Nordatlantiks und der Norwegisch-Grönländischen See wurde von zahlreichen Autoren Stellung genommen. So berichten SCHAEFFER & SPIEGLER (1986) von eistransportiertem Material zwischen 10.2 und 8.0 Ma in der Bohrung 408 (nordöstliche Irminger See). Einen episodischen Eintrag von eistransportiertem Material um 8.0 Ma in der Bohrung 645 (Baffin Bay) berichteten KÖRSTGARD & NIELSEN (1989). JANSEN et al. (1990) konnten eistransportierte Partikel um 5.4 Ma in der Bohrung 642 nachweisen. Anzeichen einer Abkühlung diskutieren sie im Zusammenhang mit dem Messinian Event. Bekannt ist, daß Evaporite im Mittelmeerraum in zwei Phasen während des späten Miozäns abgelagert wurden (HSÜ et al. 1973, MÜLLER & HSÜ

1987). Hypothetisch ließen sich auch Intensitätsänderungen von MOW diskutieren, das heute einen direkten Einfluß auf den Salzgehalt des NAD hat, der sich in der Norwegischen See widerspiegelt (REID 1978, 1979). Als Konsequenz aus einer Meeresspiegelabsenkung könnte ein drastisch verminderter MOW-Ausstrom postuliert werden. So diskutiert LOUBERE (1987) das Fehlen von MOW im späten Pliozän (zwischen 3.4 bis 3.2 Ma).

Der jüngere Event von Evaporitablagerungen zwischen 6.1 und 5.3 Ma korreliert positiv mit dem Auftreten von terrigenem Material in den Bohrungen 643 und 642. Zusätzliche Hinweise auf eine Abkühlung der Norwegischen See lieferten LOCKER & MARTINI (1989), die um 5.5 Ma kalt adaptierte Silicoflagellaten-Assoziationen beobachten. Zwar sprechen auch die biogenkieseligen Partikel in den Vöring Plateau Bohrungen für eine Abkühlung in diesem Zeitintervall. Doch ein ähnlich eindeutiges Signal ist jedoch in den Sedimenten der Labrador See nicht belegt. Es lassen sich hier zwar in diesem Zeitintervall die höchsten Akkumulationsraten des Gesamtsedimentes beobachten, allerdings ist der Eintrag von terrigenem Material deutlich geringer (Abb.4.20). Ob eine Abkühlungsphase an der Grenze Miozän / Pliozän durch eine vollständige Abschottung des Mittelmeeres oder durch Intensitätsänderungen von MOW mit sukzessiven Salinitätsschwankungen in der Norwegischen See eingeleitet wird, läßt sich aus den hier dargestellten Ergebnissen nicht zweifelsfrei ableiten. Andererseits ist in der Norwegischen See ein deutlicher Abkühlungstrend zu belegen. Als Hypothese lassen sich die Ursachen dieser Abkühlung im Zusammenhang mit Ereignissen im Mittelmeerraum sehen, die in diesem Modell (Abb.6.1) unter dem Begriff 'Messinian Event' zusammengefaßt werden.

Das zeitgleiche Einsetzen von hohen Anteilen terrigener Partikel (Gesteinsfragmente und Quarz) in der Norwegisch-Grönländischen See und der Labrador See und das erste Auftreten von hohen Anteilen biogenkieselig Partikel, bei gleichzeitigem Absinken der Akkumulationsrate des Gesamtsedimentes in der Bohrung 646, deuten auf ein großräumiges paläo-ozeanographisches Signal. KEIGWIN (1982) gibt aufgrund von Sauerstoffisotopenuntersuchungen ein Schließen des 'Isthmus of Panama' zwischen 4.0 und 3.6 Ma an. Als Konsequenz würde sich eine grundlegend andere Situation für den Wassermassenaustausch ergeben. Zum einen muß erwartet werden, daß durch die Intensivierung der NAD ein stärkerer Einstrom in das Europäische Nordmeer erfolgte, der nach den oben erörterten Mechanismen (Wärmetransport, Verdunstungs-/Präzipitationsrate) zu einer beschleunigten Abkühlung der Nordhemisphäre führen würde. Zum anderen wird ein signifikanter Temperaturgradient zwischen der Labrador See und dem Vöring Plateau ausgebildet, der das zeitlich unter-

schiedliche Einsetzen von terrigenem Material ab etwa 4.0 Ma erklären würde. Gleichzeitig wird auch die Vermutung von BOHRMANN (1988) bestätigt, daß es sich bei den Schwankungen in der Gesamtopalakkumulationsrate ab 4.0 Ma um paläoklimatisch gesteuerte Fluktuationen von glazial/interglazial Zyklen handelt. In dem vorgeschlagenen Modell der paläo-ozeanographischen Entwicklung (Abb.6.1) wird durch die permanente Ausbildung eines kalten Ostgrönland Stromes diese Veränderungen berücksichtigt. Das erhöhte Vorkommen von biogen-kieseligen Sedimenten in der Bohrung 646 ab 4.0 Ma wird auf den unter b) diskutierten Mechanismus (vgl. BOHRMANN 1988) zurückgeführt.

Um 3.1 Ma ist eine erste größere Vergletscherung auf Island belegt (McDOUGALL & WENSINK 1966, EINARSSON et al. 1967, EIRIKSSON 1980). Aufgrund von Änderungen in der Assoziation von planktonischen Foraminiferen (subpolar zu polar) dokumentieren LOUBERE & MOSS (1986) in der Bohrung 548 (Goban Spur) eine erste Abkühlung zwischen 3.4 und 3.1 Ma. Das Einsetzen erster 'Dropstones' um 3.2 Ma in der Bohrung 552 (Durchmesser bis zu 2cm) (ROBERTS et al. 1984, SHACKLETON et al. 1984) ergänzt dieses Bild. Ein drastisches Ansteigen im Anteil des terrigenen Materials läßt sich in dieser Bohrung um 2.4 Ma erkennen (Abb. 4.28). Lediglich die Komponente Quarz ist mit niedrigen Anteilen schon um 3.1 Ma zu beobachten (Abb.4.28).

Der Anstieg der Akkumulationsrate der $>63\mu\text{m}$ -Fraktion (Abb.4.29 bis 4.37) wird von HENRICH et al. (1989a) und BOHRMANN et al. (1990) als Resultat sich ändernder Transportmechanismen gesehen. Bis etwa 3.0 Ma werden terrigene Partikel durch See-Eis/Packeis transportiert, während nach 3.0 Ma Eisbergdrift als zusätzlicher Transportmechanismus hinzukam. Die Resultate der Vöring Plateau Bohrungen belegen einerseits das signifikante qualitative Auftreten von terrigenen Partikeln zwischen 10.0 und 3.0 Ma, andererseits zeigen die Akkumulationsraten des terrigenen Eintrages geringe Werte in diesem Zeitintervall, sodaß die oben vorgeschlagene Eisbergdrift ab ca. 3.0 Ma durchaus als plausible Ursache angesehen werden kann.

Diese Vorstellung wird auch durch die Ergebnisse von Sauerstoffisotopenuntersuchungen gestützt, da die Amplitude der ^{18}O -Werte im wesentlichen Veränderungen des Eisvolumens reflektieren. Eine verbesserte Interpretation der Sauerstoffisotopendaten der Bohrung 552, 606 und 665 und neue Ergebnisse der Bohrung 658 belegen um 3.17 Ma eine Zunahme der ^{18}O -Werte um 0.5 ‰ (SARNTHEIN & TIEDEMANN 1990). Dieses Datum läßt sich durch die geringen AR von Quarz und Gesteinsfragmenten (Abb.3.32, 3.34) im Bereich der Vöring Plateau-Bohrungen (643 und 642) dokumentieren. In der Bohrung 644 konnte aufgrund des geringeren Alters (Endteufe ca. 2.8 Ma) dieses Datum nicht belegt

werden.

7 SCHLUßFOLGERUNGEN

Das paläo-ozeanographisch/klimatische Szenario des Nordatlantiks und der Norwegisch-Grönländischen See im späten Neogen wurde modellhaft erfaßt. Folgende Aussagen lassen sich treffen:

1. Die Wechsel der Benthos-Fauna belegen das dominante Auftreten von korrosiven und nährstoffreichen Wassermassen aus dem arktischen Raum im Gebiet der Norwegisch-Grönländischen See. Die verstärkten Einflüsse von arktischen Wassermassen sind an die Zeiträume eines relativ niedrigen Meeresspiegelniveaus geknüpft, der einen Einstrom von NAD- Wasser in die Norwegisch-Grönländische See einschränkte. Während dieser Zeiträume bilden Wassermassen aus dem arktischen Raum die Hauptkomponente des DSOW.

2. Die alternierende Individuendichte von subpolarem Plankton dokumentiert in Zeiten von relativen Meeresspiegelhochständen den verstärkten Transport von NAD- Wassermassen in die Norwegisch-Grönländische See und führt zu einer sukzessiv folgenden Tiefenwasserbildung von NSDW. Das DSOW erhält in diesen Zeitintervallen NSDW als Hauptkomponente.

3. Das DSOW unterlag drastischen Änderungen in der Zusammensetzung. Die Zusammensetzung der Wassermasse änderte sich aufgrund wechselnder Einflüsse von sowohl Wassermassen aus dem arktischen Bereich als auch aus dem nordatlantischen Gebiet. Stärkere Schwankungen der Zusammensetzung kennzeichnen generell das Zeitintervall zwischen 10.0 und 4.0 Ma. Ab 4.0 Ma ist dagegen ein Aussetzen von agglutinierenden benthischen Foraminiferen in der Bohrung 646 zu verzeichnen, wodurch der Einfluß von NSDW widergespiegelt wird.

4. Die Schwankungen in der Intensität des Ostgrönlandstromes, die ab 8.3 Ma belegt sind, werden durch den alternierenden, zeitlich verzögerten Transport von NAD-Wasser in die Norwegisch-Grönländische See gesteuert.

5. Terrigene Einträge im Gebiet des Vöring Plateaus um 5.4 Ma reflektieren Abkühlungsereignisse. Ein kausaler Zusammenhang mit tektonischen Veränderungen im Mittelmeer-Raum (Messinian Event) läßt sich zwar nicht herstellen, dennoch erscheint die zeitliche Übereinstimmung bemerkenswert.

6. Zwischen etwa 10.0 und 4.0 Ma läßt sich sowohl

in der Labrador See, als auch auf dem Vöring Plateau eine zeitgleiche Sedimentation von terrigenem Material beobachten. Nach 4.0 Ma tritt generell der terrigene Eintrag zeitverzögert auf. Hieraus läßt sich sowohl ein N-S, als auch ein W-E Gefälle im Temperaturgradienten ableiten. Dieser hat zur Folge, daß die terrigenen Partikel im Norden (Vöring Plateau) und Westen (Labrador See) früher als auf dem Rockall Plateau einsetzen.

7. Erste geringe AR von terrigenen Partikeln im Bereich des Vöring Plateaus (Bohrung 643 und 642) um 3.2 Ma decken sich mit Sauerstoffisotopendaten aus dem Bereich des östlichen zentralen Atlantiks, die zu diesem Zeitpunkt schwerere Werte anzeigen.

8. Eine drastische Verstärkung des terrigenen Eintrages ist zwischen 3.0 und 2.4 Ma zu beobachten und wird mit dem extensiven Auftreten von Eisbergdrift in Verbindung gebracht. Die terrigenen Anteile vor 3.0 Ma werden durch See- bzw. Packeis in die Untersuchungsgebiete transportiert und erreichen deutlich niedrigere Akkumulationsraten.

9. Die Ausbildung von Hiaten auf dem Vöring Plateau läßt sich nur schwer deuten. Es muß aber vermutet werden, daß die Ursache für das Auftreten von Hiaten in den sich verändernden Intensitäten von Strömungssystemen (DSOW und NAD), während signifikanter Meeresspiegelschwankungen, begründet ist und nachfolgend zu Erosionsereignissen führt.

10. Als Hypothese wird angenommen, daß die allgemeine Reorganisation des Wassermassenaustausches durch die Schließung des 'Isthmus of Panama', eine drastische Veränderung der Sedimentation ab ca. 4.0 Ma begünstigte und eine weitere Intensivierung des Wärme- flusses nach Norden bewirkte, der die Abkühlung der nördlichen Hemisphäre beschleunigte.

8 LITERATUR

AAGAARD, K., SWIFT, J.H. & CORMACK, E.C., (1985): Thermohaline Circulation in the Arctic Mediterranean Sea.- J. Geophys. Res., 90, C3: 4833-4846.

AKSU, A.E., DE VERNAL, A. & MUDIE, P.J. (1989): High-Resolution Foraminifer, Palynologic, and Stable Isotopic Records of Upper Pleistocene Sediments from the Labrador Sea.- In: SRIVASTAVA, S.P., ARTHUR, M., CLEMENT, B., et al., Proc. ODP, Sci. Results, 105, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 617-652.

AKSU, A.E. & HILLAIRE-MARCEL, C. (1989): Upper Miocene to Holocene Oxygen and Carbon Isotope Stratigraphy of Sites 646 and 647, Labrador Sea.- In: SRIVASTAVA, S.P., ARTHUR, M., CLEMENT, B., et al., Proc. ODP, Sci. Results, 105, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 689-704.

AKSU, A.E. & KAMINSKI, A.M. (1989): Neogene and Quaternary Planktonic Foraminifer Biostratigraphy and Biochronology in Baffin Bay and the Labrador Sea.- In: SRIVASTAVA, S.P., ARTHUR, M., CLEMENT, B., et al., Proc. ODP, Sci. Results, 105, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 278-304.

ANDREWS, J.T., MILLER, G.H., VINCENT, J.S. & SHILTS, W.W. (1984): Quaternary correlations in Arctic Canada.- In: FULTON, R.J. (ed.), Quaternary Stratigraphy of Canada. Geol. Surv. Canada, 80-10: 127-134.

ARTHUR, M.A., SRIVASTAVA, S.P., KAMINSKI, M., JARRARD, R. & OSLER, J. (1989): Seismic stratigraphy and history of deep circulation and sediment drift development in Baffin Bay and the Labrador Sea.- In: SRIVASTAVA, S.P., ARTHUR, M., CLEMENT, B., et al., Proc. ODP, Sci. Results, 105, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 957-988.

BALDAUF, J.G., (1984): Cenozoic diatom biostratigraphy and paleoceanography of the Rockall Plateau Region, North Atlantic DSDP, Leg 81. - In: ROBERTS, D.G., SCHNITKER, D., et al., Init. Repts., DSDP, 81: Washington (U.S. Govt. Printing Office): 439-478.

BALDAUF, J.G., CLEMENT, B., AKSU, A.E., DE VERNAL, A., FIRTH, J., HALL, F., HEAD, M.J., JARRARD, R., KAMINSKI, M., LAZARUS, D.,

- MONJANEL, A.-L., BERGGREN, A.W., GRADSTEIN, F., KNUTTEL, S., MUDIE, P. & RUSSELL, M.D. (1989): Magnetostratigraphic and Biostratigraphic Synthesis of Ocean Drilling Program Leg 105: Labrador Sea and Baffin Bay.- In: SRIVASTAVA, S.P., ARTHUR, M., CLEMENT, B., et al., Proc. ODP, Sci. Results, 105, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 935-956.
- BAUMANN, K.-H. (1990): Veränderlichkeit der Coccolithophoridenflora des Europäischen Nordmeeres im Jungquartär.- Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, Nr. 22: 1-146.
- BERGER, W.H. (1972): Deep sea carbonates: Dissolution facies and age-depth constancy.- Nature, 236: 392-395.
- BERGER, W.H. & WINTERER, E.L. (1974): Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line.- In: HSÜ, K.J. & JENKINS, H.C., (eds.), 1974, Pelagic sediments on land and under the sea, IAS Spec. Publ., 1: 11-48.
- BERGGREN, W.A., KENT, D.V., FLYNN, J.J. & VAN CONVERING, J.A. (1985): Cenozoic Geochronology. - Geol. Soc. Amer. Bull., 96: 1407-1418.
- BERGGREN, W.A. & SCHNITKER, D. (1983): Cenozoic marine environments in the North Atlantic and Norwegian-Greenland Sea.- In: BOTT, M.H.P., TALWANI, M. & THIEDE, J. (eds.), 1983, Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge, Plenum Press, (New York, London): 495-548.
- BITSCHENE, P.R., SCHMINKE, H.-U. & VIERECK, L. (1989): Cenozoic ash layers on the Vöring Plateau (ODP Leg 104).- In: ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E., et al., Proc. ODP, Sci. Results, 104, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 357-366.
- BISCHOF, J. (1991, im Druck): Dropstones im Europäischen Nordmeer - Anzeichen spätpleistozäner Meeresströmungen.- Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, Nr.X: XXX.
- BLEIL, U. (1989): Magnetostratigraphy of Neogene and Quaternary sediment series from the Norwegian Sea: Ocean Drilling Program.- In: ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E., et al., Proc. ODP, Sci. Results, 104, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 829-902.
- BOHRMANN, G. (1988): Zur Sedimentationgeschichte von biogenem Opal im nördlichen Nordatlantik und dem Europäischen Nordmeer (DSDP/ODP-Bohrungen 408, 642, 643, 644, 646 und 647).- Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, Nr. 9: 1-221.
- BOHRMANN, G., HENRICH, R. & THIEDE, J. (1990): Miocene to Quaternary Paleooceanography in the Northern North Atlantic: Variability in Carbonate and Biogenic Opal Accumulation.- In: BLEIL, U. & THIEDE, J., Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. NATO ASI Series C308, Kluwer Acad. Publ.: 647-675.
- BOULTON, G.S. (1979): A model of Weichselian glacier variation in the North Atlantic region.- Boreas, 8: 373-395.
- BOYCE, R.E. (1976): Definitions and laboratory techniques of the compressional sound velocity parameters and wet-water content, wet-bulk density, and porosity parameters by gravimetric and gamma-ray attenuation techniques.- In: SCHLAGER, S.O., JACKSON, E.D., et al., Init. Repts. DSDP, 33, Washington (U.S. Govt. Printing Office): 1115-1128.
- BOYLE, E.A. (1986): Paired carbon isotope and cadmium data from benthic foraminifera: Implications for changes in oceanic phosphorus, oceanic circulation, and atmospheric carbon dioxide.- Geochim. Cosmochim. Acta, 50: 265-276.
- BROECKER, W.S. & PENG, T.H. (1982): Tracers in the sea.- Eldigio Press, Palisades (New York): 1-690.
- CLEMENT, B., HALL, F. & JARRAD, R.D. (1989): The Magnetostratigraphy of Ocean Drilling Program Leg 105 Sediments.- In: SRIVASTAVA, S.P., ARTHUR, M., CLEMENT, B., et al., Proc. ODP, Sci. Results, 105, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 583-596.
- DAVIES, T.A. & LAUGHTON, A.S. (1972): Sedimentary processes in the North Atlantic.- In: LAUGHTON, A.S. & BERGGREN, W.A., et al., Init. Repts. DSDP, 12, Washington (U.S. Govt. Printing Office): 905-934.
- DICKSON, R.R. & KIDD, R. (1987): Deep circulation in the Southern Rockall Trough.- In: RUDDIMAN, W.F., KIDD, R. & THOMAS, E. et al., Init. Repts. DSDP, Pt.2, 94, Washington (U.S. Govt. Printing Office): 1061-1079.
- DICKSON, R.R., MEINCKE, J., MALMBERG, S.-A. & LEE, A.J. (1988): The "Great Salinity Anomaly"

- in the Northern North Atlantic 1968-1982.- *Prog. Oceanog.*, 20: 103-151.
- DIETRICH, G., KALLE, W. & SIEDLER, G. (1980): *Oceanography*, Wiley (New York): 1-626.
- DOWDESWELL, J.A., OSTERMAN, L.E. & ANDREWS, J.T. (1985): Quartz sand grain shape and other criteria used to distinguish glacial and non-glacial events in a marine core from Frobisher Bay, Baffin Island, N.W.T., Canada.- *Sedimentology*, 32: 119-132.
- EDMOND, J.M. (1974): On the dissolution of carbonate and silicate in the deep ocean.- *Deep-Sea Res.*, 21: 455-480.
- EHRMANN, W. & THIEDE, J. (1985): History of Mesozoic and Cenozoic Sediment Fluxes to the North Atlantic Ocean.- *Contr. Sediment.*, 15: 1-109.
- EINARSSON, T., HOPKINS, D.M. & DOELL, R.R. (1967): The stratigraphy of Tjörnes, Northern Iceland, and the history of the Bering Land Bridge.- In: HOPKINS, D.M., (ed.) *The Barents Land Bridge*, Stanford Univ. Press, (Stanford): 312-325.
- EIRIKSSON, J. (1980): Tjörnes North Iceland: A Bibliographical Review of the Geological Research History.- *Jökull*, 30, (Jöklarannsóknafélag Ísland): 1-19.
- ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E. et al. (1987): *Proc. Init. Repts. (Pt. A)*, ODP, 104: 1-783.
- ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E. et al. (1989): *Proc. ODP, Sci. Results*, 104, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 1-1141.
- ENGEL, E.R. (1989): Palynologische Evidenz klimarelevanter Ereignisse in miozänen Sedimenten des Nordatlantiks.- *Dissertation*, (Univ. Marburg/Lahn): 1-119.
- GLASBY, G.P. (1986): Hiatuses in manganese nodule growth.- *Geo-Marine Letters*, 5: 247-252.
- GOLL, B. (1989): A synthesis of Norwegian Biostratigraphies: ODP Leg 104 on the Vøring Plateau.- In: ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 104, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 777-826.
- GOLL, B. & BJÖRKLUND, K.R. (1989): A new Radiolarian Biostratigraphy for the Neogene of the Norwegian Sea: ODP Leg 104.- In: ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 104, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 697-738.
- GRADSTEIN, F.M. & BERGGREN, W.A. (1981): Flysch-type agglutinated foraminiferal stratigraphy and the Maestrichtian to Paleogene history of the Labrador and North Seas.- *Mar. Micropaleontol.*, 6: 211-268.
- HALL, F.R., BLOEMENDAL, J., KING, J.W., ARTHUR, M.A. & AKSU, A.E. (1989): Middle to late Quaternary sediment fluxes in the Labrador Sea. ODP Leg 105, Site 646: A synthesis of rock-magnetic, oxygen-isotopic, carbonate, and planktonic foraminiferal data.- In: SRIVASTAVA, S.P., ARTHUR, M., CLEMENT, B., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 105, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 653-688.
- HAQ, B., HARDENBOL, J. & VAIL P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea level since the Triassic.- *Science*, 235: 1156-1167.
- HAY, W.W. (1988): Paleooceanography: A review for the GSA Centennial.- *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 100: 1934-1956.
- HELLAND-HANSEN, B. & NANSEN, F. (1909): The Norwegian Sea: Its physical oceanography based upon the Norwegian researches 1900-1904.- *Rep. Norw. Fish. Mar. Invest.*, 2(1): 1-390.
- HEMPEL, P. (1989): Der Einfluß von biogenem Opal auf die Bildung seismischer Reflektoren und die Verbreitung opalreicher Sedimente auf dem Vøring Plateau.- *Ber. Sonderforschungsbereich 313*, Univ. Kiel, Nr.14: 1-131.
- HENRICH, R. (1989): Glacial/Interglacial Cycles in the Norwegian Sea: Sedimentology, Paleooceanography, and Evolution of Late Pliocene to Quaternary Northern Hemisphere Climate.- In: ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 104, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 189-232.
- HENRICH, R., WOLF, T.C.W., BOHRMANN, G. & THIEDE, J. (1989a): Cenozoic Paleoclimatic and Paleooceanographic Changes in the Northern Hemisphere revealed by variability of coarse fraction composition in sediments from the Vøring Plateau-ODP Leg 104 drillsites.- In: ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 104,

- College Station, TX (Ocean Drilling Program): 77-188.
- HENRICH, R., KASSENS, H., VOGELSANG, E. & THIEDE, J. (1989b): Sedimentary facies of glacial-interglacial cycles in the Norwegian Sea during the last 350 ka.- *Mar. Geol.*, 86: 283- 319.
- HESSE, R., RAKOFSKY, A. & CHOUGH, S.K. (1990): The central Labrador: facies and dispersal patterns of clastic sediments in a small ocean basin.- *Mar. Petrol. Geol.*, 7: 13-28.
- HISCOTT, R.N., AKSU, A.E. & NIELSEN, O.B. (1989): Evidence from sedimentary structures for processes of sediment transport and deposition during post-Miocene time at Sites 645, 646, and 647, Baffin Bay and the Labrador Sea.- In: SRIVASTAVA, S.P., ARTHUR, M., CLEMENT, B., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 105, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 31-52.
- HONJO, S. (1980): Material fluxes and modes of sedimentation in the mesopelagic and bathypelagic zones.- *J. Mar. Res.*, 38: 53-97.
- HOPKINS, T.F. (1988): The GIN Sea.- NATO-SACLANT AWS Res. Centre Int. Rpts. (Italy), ser. no. 124: 1-190.
- HSÜ, K.J., CITA, M.B. & RYAN, W.B.F. (1973): The origin of the Mediterranean evaporites.- In: HSÜ, K.J. & RYAN, W.B.F. et al., *Init. Repts. DSDP*, 13, Washington (U.S. Govt. Printing Office): 1203-1231.
- HUIZHONG, W. & McCAVE, I.N. (1990): Distinguishing climatic and current effects in mid-Pleistocene sediments of Hatton and Gardar Drifts, NE Atlantic.- *J. Geol. Soc. (London)*, 147: 373-383.
- IMBRIE, J., HAYS, J.D., MARTINSON, D.G., MCINTYRE, A., MIX, A.C., MORLEY, J.J., PISIAS, N.G., PRELL, W.L. and SHACKLETON, N.J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine ^{18}O record.- In: BERGER, A., IMBRIE, J., HAYS, J., KUKLA, G. & SALTZMAN, B. (eds.): *Milankovitch and Climate*, NATO ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences, Pt.1/2, (Reidel Publishing Co., Dordrecht): 269-305.
- ISAACS, C.M., PISCIOTTI, K.A. & GARRISON, R.E. (1983): Facies and Diagenesis of the Miocene Monterey Formation, California: A Summary.- In: IJIMA, A., HEIN, J.R. & SIEVER, R., (eds.): *Developments in Sedimentology, Siliceous Deposits in the Pacific Region*, 39: 247-282.
- JANSEN, E. & ERLLENKEUSER, H. (1985): Ocean circulation in the Norwegian Sea during the last deglaciation: Isotope evidence.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 49: 189- 206.
- JANSEN, E., BLEIL, U., HENRICH, R., KRING-STAD, L. & SLETTEMARK, B. (1988): Paleoenvironmental changes in the Norwegian Sea and the Northeast Atlantic during the last 2.8 Ma: ODP/DSDP Sites 610, 642, 643 and 644.- *Paleoceanography* 3(5): 563-581.
- JANSEN, E., SLETTEMARK, B., BLEIL, U., HENRICH, R., KRINGSTAD, L. & ROLFSEN, S. (1989): Oxygen and carbon isotope stratigraphy and magnetostratigraphy of the last 2.8 Ma: Paleoclimatic comparisons between the Norwegian Sea and the North Atlantic.- In: ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 104, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 255-269.
- JANSEN, E., SJOHOLM, J., BLEIL, U. & ERICHSEN, J.A. (1990): Neogene and Pleistocene Glaciation in the Northern Hemisphere and Miocene-Pliocene global ice volume fluctuations: Evidence from the Norwegian Sea.- In: BLEIL, U. & THIEDE, J., *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. Nato ASI Series C, Kluwer Acad. Publ.: 677-705.
- JOHANNESSEN, O.M. (1986): Brief overview of the physical oceanography.- In: HURDLE, B.G. (ed.) *The Nordic Seas*, Springer Verlag, (New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo): 103-127.
- JOHNSON, D.A. (1982): Abyssal teleconnections: Interactive dynamics of the deep ocean circulation.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 38: 93-128.
- KAMINSKI, M.A., GRADSTEIN, F.M., SCOTT, D.B. & MACKINNON, K.D. (1989a): Neogene benthic foraminifer biostratigraphy and deep- water history of Sites 645, 646, and 647, Baffin Bay and Labrador Sea.- In: SRIVASTAVA, S.P., ARTHUR, M., CLEMENT, B., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 105, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 731-756.
- KAMINSKI, M.A., AKSU, A., SCOTT, D.B. & SRIVASTAVA, S.D. (1989b): The Late History of

Denmark Strait Overflow Water.- III ICP Cambridge, Terra Abstr., 1: 73-74.

KASSENS, H. (1990): Verfestigte Sedimentlagen und seismische Reflektoren: Frühdiagenese und Paläo-Ozeanographie in der Norwegischen See.- Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, Nr. 24: 1-117.

KEIGWIN, L.D. (1982): Isotopic paleoceanography of the Caribbean and East Pacific: Role of Panama uplift in Late Neogene time.- *Science*, 217: 350-353.

KEIGWIN, L.D. (1984): Stable isotopic results on upper Miocene and lower Pliocene Foraminifers from Hole 552A.- In: ROBERTS, D.G., SCHNITKER, D., et al., Init. Repts. DSDP, 81, Washington (U.S. Govt. Printing Office): 595-597.

KELLER, G. & BARRON, J.A. (1983): Paleoceanographic implications of Miocene deep-sea hiatuses.- *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94: 590-613.

KELLOGG, T.B. (1975): Late Quaternary climatic changes in the Norwegian-Greenland Sea.- In: BOWLING, S.A. & WELLER, G., (eds.): *Climate of the Arctic*, College, AK (University of Alaska). 3-36.

KELLOGG, T.B. (1977): Paleoclimatology and paleoceanography of the Norwegian-Greenland Seas: the last 450,000 years.- *Mar. Micropaleontol.*, 2: 235-249.

KELLOGG, T.B. (1980): Paleoclimatology and Paleoceanography of the Norwegian-Greenland Sea: Glacial-interglacial contrasts.- *Boreas*, 9: 115-137.

KENNETT, J.P. & WATKINS, N.D. (1976): Regional deep-sea dynamic processes recorded by late Cenozoic sediments of the southeastern Indian Ocean.- *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84: 321-339.

KIDD, R.B. & HILL, P.R. (1987): Sedimentation on Feni and Gardar Sediment Drifts.- In: RUDDIMAN, W.F., KIDD, R.B., THOMAS, E. et al., Init. Repts. DSDP, Pt.2, 94, Washington (U.S. Govt. Printing Office): 1217-1244.

KOLTERMANN, K.P. (1987): Die Tiefenwasserzirkulation der Grönland-See als Folge des thermohalinen Systems des Europäischen Nordmeeres.- *Dissertation*, (Univ. Hamburg): 1-287.

KÖRSTGARD, A.J. & NIELSEN, O.B. (1989): Provenance of dropstones in Baffin Bay and Labrador Sea,

Leg 105.- In: SRIVASTAVA, S.P., ARTHUR, M., CLEMENT, B., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 105, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 65-70.

KRINSLEY, D.H. & DOORNKAMP, J.C. (1973): *Atlas of Quartz Sand Surface Textures*.- Cambridge University Press, (Cambridge): 1-91.

KRISSEK, L.A., MORLEY, J.J. & LOFLAND, D.K. (1985): The occurrence, abundance, and composition of ice-rafted detritus in sediments from Deep Sea Drilling Project Sites 579 and 580, northwest Pacific.- In: HEATH, G.R., BURCKLE, L. et al., *Init. Repts. DSDP, 86*, Washington (U.S. Govt. Printing Office): 647-655.

KRISSEK, L.A. (1989): Late Cenozoic records of ice-rafting at ODP Sites 642, 643, and 644, Norwegian Sea: onset, chronology, and characteristics of glacial/interglacial fluctuations.- In: ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 104, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 61-74.

KUTZBACH, J.E., GUETTER, P.J., RUDDIMAN, W.F. & PRELL, W.L. (1989): Sensitivity of Climate to Late Cenozoic Uplift in Southern Asia and the American West: Numerical Experiments.- *J. Geophys. Res.*, 94, D15: 18393-18407.

LAUGHTON, A.S. & BERGGREN, W.A., et al. (1972): *Init. Repts. DSDP, 12*, Washington (U.S. Govt. Printing Office): 1-1243.

LAZARUS, D. & PALLANT, A. (1989): Oligocene and Neogene Radiolarians from the Labrador Sea: ODP Leg 105.- In: SRIVASTAVA, S.P., ARTHUR, M., CLEMENT, B., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 105, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 349-380.

LECO-CORPORATION (1988): *Instruction manual CS-125*.- LECO-CORPORATION, (St. Joseph, Michigan, U.S.): 1-168.

LEINEN, M., HEATH, G.R., BISCAYE, P.E., KOLLA, V., & THIEDE, J. (1986): Distribution of biogenic silica and quartz in recent deep-sea sediments.- *Geology*, 14: 199-203.

LISITZIN, A.P., (1972): *Sedimentation in the World Oceans*. - *SEPM Spec. Publ.*, 17: 1-218.

LOCKER, S. & MARTINI, E. (1989): *Cenozoic Silico-*

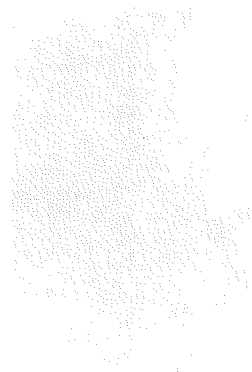
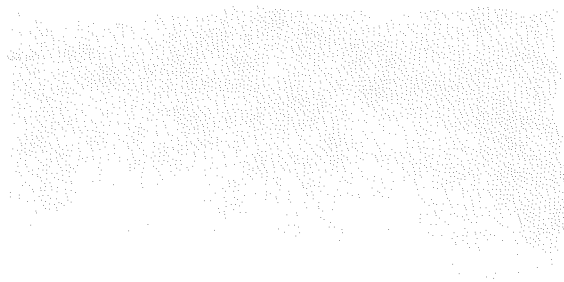
- flagellates, Ebridians and Actiniscidians from the Vöring Plateau (ODP Leg 104). - In: ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E. et al., Proc. ODP, Sci. Results, 104, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 543-585.
- LOUBERE, P. & MOSS, K. (1986): Late Pliocene climatic change and the onset of Northern Hemisphere glaciation as recorded in the northeast Atlantic Ocean. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 97: 818-828.
- LOUBERE, P. (1987): Changes in the mid-depth North Atlantic and Mediterranean circulation during the Late Pliocene - Isotopic and sedimentological evidence. - *Mar. Geol.*, 77: 15-38.
- LUYENDYK, B.P., CANN, J.R., et al. (1978): Init. Repts. DSDP, 49, Washington (U.S. Govt. Printing Office): 1-1205.
- MARTINSON, D.G., PISIAS, N.G., HAYS, J.D., IMBRIE, J., MOORE, T.C. & SHACKLETON, N.J. (1987): Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000 - year chronostratigraphy. - *Quat. Res.*, 27(1): 1-29.
- MCDUGALL, I. & WENSINK, H. (1966): Paleomagnetism and geochronology of the Plio-Pleistocene lavas in Iceland. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1: 232-236.
- MEINCKE, J. (1983): The modern current regime across the Greenland-Scotland Ridge. - In: BOTT, H.P., SAXOV, S., TALWANI, M. & THIEDE, J., (eds.): *Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge*, NATO Conference Series, (Plenum Press): 637-650.
- MIKKELSEN, N. (1984): Diatoms in the Zaire deep-sea fan and Pleistocene paleoclimatic trends in the Angola Basin and west equatorial Africa. - *Neth. J. Sea Res.*, 17: 280-292.
- MILLER, K.G. & TUCHOLKE, E. (1983): Development of Cenozoic abyssal circulation south of the Greenland-Scotland Ridge. - In: BOTT, M.H.P., TALWANI, M. & THIEDE, J., (eds.), 1983, *Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge*, NATO Conference Series, (Plenum Press): 549-589.
- MILLER, K.G., FAIRBANKS, R.G. & MOUNTAIN, G.S. (1987): Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion. - *Paleoceanography*, 2: 1-19.
- MONJANEL, A.-L. & BALDAUF, J.G. (1989): Miocene to Holocene Diatom biostratigraphy from Baffin Bay and Labrador Sea, Ocean Drilling Program Sites 645 and 646. - In: SRIVASTAVA, S.P., ARTHUR, M., CLEMENT, B., et al., Proc. ODP, Sci. Results, 105, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 305-322.
- MOORE, T.C. & HEATH, G.R. (1977): Survival of Deep-Sea Sedimentary Sections. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 37: 71-80.
- MOSBY, H. (1959): Deep Water in the Norwegian Sea. - *Geofys. Publ.*, 21 (3): 63.
- MÜLLER, D.W. & HSÜ, K.J. (1987): Event stratigraphy and paleoceanography in the Fortuna Basin (southeast Spain): A scenario for the Messinian salinity crisis. - *Paleoceanography*, 2: 679-696.
- MÜLLER, P.J. & SUESS, E. (1979): Productivity, sedimentation rate and sedimentary organic carbon content in the Oceans. - *Deep-Sea Res.*, 26A: 1347-1362.
- MÜLLER, T.J., MEINCKE, J. & BECKER, G.A. (1979): The Distribution of Water Masses on the Greenland-Scotland Ridge in August/September 1973 a Data Report. - *Ber. IFM, Nr. 62*, (Univ. Kiel): 1-172.
- MURRAY, J.W. (1987): Benthic foraminifers and Neogene water masses at Deep Sea Drilling Project Leg 94. - In: RUDDIMAN, W.F., KIDD, R.B., THOMAS, E. et al., Init. Repts. DSDP, Pt.2, 94, Washington (U.S. Govt. Printing Office): 965-980.
- OSTERMAN, L.E. & QVALE, G. (1989): Benthic foraminifers from the Vöring Plateau (ODP Leg 104). - In: ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E. et al., Proc. ODP, Sci. Results, 104, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 745-768.
- PERRY, R.K. (1986): Bathymetry. - In: HURDLE, B.G., (ed.) *The Nordic Seas*, Springer Verlag, (New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo): 211-234.
- PETERSON, M.N.A. (1966): Calcite: Rate of dissolution in a vertical profile in the central Pacific. - *Science*, 154: 1542-1544.
- POORE, R. (1981): Temporal and spatial distribution of ice-rafted mineral grains in Pliocene sediments of the North Atlantic: Implications for Late Cenozoic Climatic History. - In: WARME, J., DOUGLAS, R.G. & WINTERER, E.L., (eds.): *The Deep Sea Drilling Project: A Decade of Progress*, SEPM Spec. Publ., 32: 505-515.

- RAMM, M. (1988): A stratigraphic study of late Quaternary sediments on the Vöring-Plateau, eastern Norwegian Sea.- *Mar. Geol.*, 83: 159-191.
- RAYMO, M.E., RUDDIMAN, W.F. & CLEMENT, B.M. (1987): Pliocene- Pleistocene paleoceanography of the North Atlantic at Deep Sea Drilling Project Site 609.- In: RUDDIMAN, W.F., KIDD, R.B., THOMAS, E. et al., *Init. Repts. DSDP, Pt.2*, 94, Washington (U.S. Govt. Printing Office): 895-901.
- REID, J. (1978): On the mid-depth circulation of the salinity field in the North Atlantic Ocean.- *J. Geophys. Res.*, 83: 5063-5067.
- REID, J. (1979): On the contribution of the Mediterranean Sea outflow to the Norwegian-Greenland Sea.- *Deep-Sea Res.*, 26A: 1199-1223.
- ROBERTS, D.G., SCHNITKER, D., et al. (1984): *Init. Repts. DSDP, 81*: Washington (U.S. Govt. Printing Office): 1-923.
- ROMERO-WETZEL, M.-B. (1989): Struktur und Bioturbation des Makrobenthos auf dem Vöring-Plateau (Norwegische See).- *Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, Nr.13*: 1-204.
- RUDDIMAN, W.F. (1977): Late Quaternary deposition of ice-rafted sand in the subpolar North Atlantic.- *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88: 1813-1827.
- RUDDIMAN, W.F. & GLOVER, L.K. (1972): Vertical mixing of ice-rafted volcanic ash in North Atlantic sediments.- *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83: 2817-2836.
- RUDDIMAN, W.F. & GLOVER, L.K. (1975): Subpolar North Atlantic Circulation at 9300 yr B.P.: faunal evidence.- *Quart. Res.*, 5: 361-389.
- RUDDIMAN, W.F. & MCINTYRE, A. (1977): Late Quaternary surface ocean kinematics and climatic change in the high-latitude North Atlantic.- *J. Geophys. Res.*, 82: 3877-3887.
- RUDDIMAN, W.F. & MCINTYRE, A. (1979): Warmth of the subpolar North Atlantic Ocean during Northern Hemisphere ice sheet growth.- *Science*, 204: 173-175.
- RUDDIMAN, W.F. & MCINTYRE, A. (1981): Oceanic mechanisms for amplification of the 23,000-year ice-volume cycle.- *Science*, 212: 617-627.
- RUDDIMAN, W.F., MCINTYRE, A., NIEBLER-HUNT, V. & DURAZZI, J.T. (1980): Oceanic evidence for the mechanism of rapid Northern Hemisphere glaciation.- *Quat. Res.*, 13: 33-64.
- RUDDIMAN, W.F., RAYMO, M. & MCINTYRE, A. (1986): Matuyama 41,000- year cycles: North Atlantic Ocean and northern hemisphere ice sheets.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 80: 117-129.
- RUDDIMAN, W.F., PRELL, W.L. & RAYMO, M.E. (1989): Late Cenozoic Uplift in Southern Asia and the American West: Rationale for General Circulation Modeling Experiments.- *J. Geophys. Res.*, 94, D15: 18379-18391.
- RUDDIMAN, W.F. & KUTZBACH, J.E. (1989): Forcing of Late Cenozoic Northern Hemisphere Climate by Plateau Uplift in Southern Asia and the American West.- *J. Geophys. Res.*, 94, D15: 18409-18427.
- SAITO, T., BURCKLE, L.H. & HAYS, J.D. (1974): Implications of some pre-Quaternary sediment cores and dredgings.- In: HAY, W.W., (ed.): *Studies in paleo-oceanography*, SEPM Spec. Publ., 20: 6-36.
- SAKSHAUG, E. & HOLM-HANSEN, O. (1984): Factors governing pelagic production in polar oceans.- In: HOLM-HANSEN, O., BOLIS, L. & GILLES, R. (eds.): *Marine Phytoplankton and Productivity, Lecture Note on Coastal and Estuarine Studies* (Springer), 8: 1-17.
- SARNTHEIN, M. (1971): Oberflächensedimente im Persischen Golf und dem Golf von Oman. II. Quantitative Komponentenanalyse der Grobfraktion.- *"Meteor" Forsch. Erg., Reihe C* 5: 1-113.
- SARNTHEIN, M. & TIEDEMANN, R. (1990): Towards a high-resolution stable isotope stratigraphy of the last 3.4 million years, ODP Sites 658 and 659 off Northwest Africa.- In: RUDDIMAN, W.F., SARNTHEIN, M., BALDAUF, J., *Proc. ODP, Sci. Results*, 108, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 167-185.
- SCHAEFFER, R. & SPIEGLER, D. (1986): Neogene Kälteeinbrüche und Vereisungsphasen im Nordatlantik.- *Z.d.Ges. (Hannover)*, 137: 537-552.
- SCHLUMBERGER (1972): *Log Interpretation, Vol.I*.- Schlumberger Limited (New York): 1-113.
- SCHOTT, W. (1935): Die Foraminiferen in dem äquatorialen Teil des Atlantischen Ozeans: Deutsche atlantische Expedition, Meteor 1925-1927, 3: 43-134.

- SCHRADER, H.J. (1972): Kieselsäure-Skelette in Sedimenten des ibero-marokkanischen Kontinentalrandes und angrenzender Tiefsee-Ebenen.- "Meteor" Forsch. Ergeb., Reihe C 8: 10-36.
- SCHRADER, H.J., BJÖRKLUND, K.R., MANUM, S., MARTINI, E. & VAN HINTE, J. (1976): Cenozoic biostratigraphy, physical stratigraphy and paleoceanography in the Norwegian-Greenland Sea, DSDP Leg 38 paleontological synthesis.- In: TALWANI, M., UDINTSEV, G., et al., Init. Repts. DSDP, 38, Washington (U.S. Govt. Printing Office): 1197-1211
- SHACKLETON, N.J., BACKMAN, J., ZIMMERMAN, H., KENT, D.V., HALL, M.A., ROBERTS, D.G., SCHNITKER, D., BALDAUF, J.G., DESPRAIRIES, A., HOMRIGHAUSEN, R., HUDDLESTON, P., KEENE, J.B., KALTENBACK, A.J., KRUMSIECK, K.A.D., MORTON, A.C., MURRAY, J.W. & WESTEBERG-SMITH, J. (1984): Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the northeast Atlantic.- *Nature*, 307: 620-623.
- SHACKLETON, N. J. & HALL, M. A. (1984): Oxygen and Carbon Isotope Stratigraphy of DSDP Hole 552A: Plio-Pleistocene Glacial History.- In: ROBERTS, D.G., SCHNITKER, D., et al., Init. Repts. DSDP, 81, Washington (U.S. Govt. Printing Office): 599-609.
- SHEPARD, F.P. & MOORE, D.G. (1954): Sedimentary environments differentiated by coarse-fraction studies.- *AAPG Bull.*, 38: 1792-1802.
- SHOR, A.W. & POORE, R.Z. (1979): Bottom currents and ice rafting in the North Atlantic.- In: LUYENDYK, B.P., CANN, J.R., et al., Init. Repts. DSDP, 49, Washington (U.S. Govt. Printing Office): 859-872.
- SMETHIE, W.M., OSTLUND, H.G. & LOOSLI, H.H. (1986): Ventilation of the deep Greenland and Norwegian seas: Evidence from krypton-85, tritium, carbon-14, and argon-39.- *Deep-Sea Res.*, 33: 675-703.
- SPIEGLER, D. (1989): Ice-rafted Cretaceous and Tertiary fossils in Pleistocene-Pliocene sediments, ODP Leg 104, Norwegian Sea.- In: ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E. et al., Proc. ODP, Sci. Results, 104, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 739-744.
- SPIEGLER, D. & JANSEN, E. (1989): Planktonic foraminifer biostratigraphy of Norwegian Sea sediments: ODP Leg 104.- In: ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E. et al., Proc. ODP, Sci. Results, 104, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 681-696.
- SPIELHAGEN, R. (1991, im Druck): Die Eisdrift in der Framstraße während der letzten 200.000 Jahre.- *GEOMAR Report*, X: XXX.
- SRIVASTAVA, S.P. & ARTHUR, M.A. (1989): Tectonic evolution of the Labrador Sea and Baffin Bay: Constraints imposed by regional geophysics and drilling results from Leg 105.- In: SRIVASTAVA, S.P., ARTHUR, M., CLEMENT, B., et al., Proc. ODP, Sci. Results, 105, College Station, TX (Ocean Drilling Program):
- SRIVASTAVA, S.P., ARTHUR, M., CLEMENT, B., et al. (1987): Proc. Init. Repts. (Pt. A), ODP, 105: 1-917.
- SRIVASTAVA, S.P., ARTHUR, M., CLEMENT, B., et al. (1989): Proc. ODP, Sci. Results, 105, College Station, TX, (Ocean Drilling Program): 1-1038.
- STEIN, R., LITTKE, R., STAX, R. & WELTE D.H. (1989): Quantity, Provenance and Maturity of Organic Matter at ODP-Sites 645, 646, and 647: Implications for Reconstruction of Paleoenvironments in Baffin Bay and Labrador Sea During Tertiary and Quaternary Times.- In: SRIVASTAVA, S.P., ARTHUR, M., CLEMENT, B., et al., Proc. ODP, Sci. Results, 105, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 185-208.
- STEIN, R. (1990): Organic carbon content / Sedimentation Rate Relationship and its Paleoenvironmental Significance for marine sediments.- *Geo-Marine Letters*, 10: 37-44.
- STOW, D.A.V. & HOLBROOK, J.A. (1984): Hatton Drift Contourites, Northeast Atlantic, Deep Sea Drilling Project Leg 81.- In: ROBERTS, D.G., SCHNITKER, D., et al., Init. Repts. DSDP, 81, Washington (U.S. Govt. Printing Office): 695-699.
- SWIFT, J.H. (1984): A recent T-S shift in the deep water of the northern North Atlantic.- In: TAKAHASHI, T. & HANSEN, J., (eds.): *Climate Processes and Climate Sensitivity. Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 29, Maurice Ewing Ser., vol. 5, AGU, (Washington D.C) xx-xx.
- SWIFT, J.H. & AAGAARD, K. (1981): Seasonal tran-

- sitions and water mass formation in the Iceland and Greenland seas.- *Deep-Sea Res.*, 28: 1107-1129.
- SWIFT, J.H. & KOLTERMANN, K.P. (1988): The Origin of Norwegian Sea Deep Water.- *J. Geophys. Res.*, 93, C4: 3563-3569.
- THIEDE, J., STRAND, J.-E., & AGDESTEN, T. (1981): The distribution of major pelagic sediment components in the Mesozoic and Cenozoic North Atlantic Ocean.- In: WARME, J., DOUGLAS, R.G. & WINTERER, E.L., (eds.): *The Deep Sea Drilling Project: A Decade of Progress*, SEPM Spec. Publ., 32: 67-90.
- THIEDE, J., ELDHOLM, O. & TAYLOR, E. (1989): Variability of Cenozoic Norwegian-Greenland Sea Paleooceanography and Northern Hemisphere Paleoclimate: Synthesis of Paleoenvironmental Studies of ODP-Leg 104 Vöring Plateau.- In: ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E. 1989. *Proc. ODP, Sci. Results*, 104, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1067-1118.
- TRANGELED, S. (1974): Oceanography of the Norwegian and Greenland Seas and Adjacent Areas, Vol. II-Survey of 1870-1970 Literature.- NATO-SACLANT AWS Res. Centre (Italy), Mem. SM-47: 1-187.
- VAN ANDEL, T.H. (1975): Mesozoic/Cenozoic calcite compensation depth and the global distribution of calcareous sediments.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26: 187-194.
- VAN ANDEL, T.H., HEATH, G.R. & MOORE, T.C. (1975): Cenozoic tectonics, sedimentation and paleo-oceanography of the central equatorial Pacific.- *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 143: 1-134.
- VERGNAUD-GRAZZINI, C., CARALP, M., FAUGERES, J.-C., GONTHIER, E., GROUSSET, F., PUJOL, C. & SALIEGE, J.-F. (1989): Mediterranean outflow through the Strait of Gibraltar since 18000 years BP.- *Oceanologica Acta*, 12, : 305-324.
- VOGELSANG, E. (1990): Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres an Hand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope.- *Ber. Sonderforschungsbereich 313*, Univ. Kiel, Nr.23: 1-136.
- VORREN, T.O., HALD, M. & THOMSEN, E. (1984): Quaternary sediments and environments on the continental shelf of northern Norway.- *Mar. Geol.*, 57: 229-257.
- WALGER, E. (1965): Zur Darstellung von Korngrößenverteilungen.- *Geol. Rdsch.*, 54: 976-1002.
- WALGER, E. (1966): Untersuchungen zum Vorgang der Transportsonderung von Mineralien am Beispiel von Strandsanden der westlichen Ostsee.- *Meyniana*, (Kiel), 16: 55-106.
- WARNKE, D.A. & HANSEN, M.E. (1977): Sediments of glacial origin in the area of operations DSDP Leg 38 (Norwegian-Greenland Seas): Preliminary results from sites 336-344.- *Ber. Naturfor. Gesell. Freiburg im Breisgau*, 67: 371-392.
- WENZEL, M.K.C. (1986): Die mittlere Zirkulation des Nordatlantik auf der Grundlage klimatologischer hydrographischer Daten.- *Ber. IFM*, Nr. 157, (Univ. Kiel): 1-109.
- WOLF, T.C.W. & THIEDE, J. (1989): History of sedimentation during the past 9.5 Ma of ODP-Leg 105, Site 646 (Labrador Sea).- *Nachr. dt. Geol. Ges. (Braunschweig)*, 41: 116.
- WOLF, T.C.W. & THIEDE, J. (1990): Indications of Glacial Events in the Arctic-North Atlantic-Domain: Coarse Terrigenous Sedimentation of ODP-Legs 104 and 105 During the past 9.5 Ma - A Comparison.- *Geonytt*, 1: 7.
- ZIEGLER, B. (1983): Spezielle Paläontologie: Einführung in die Paläobiologie (Teil 2).- E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Stuttgart): 409.
- ZIMMERMAN, H.B., SHACKLETON, N.J., BACKMANN, J., KENT, D.V., BALDAUF, J.G., KALTENBACK, A.J. & MORTON, A.C. (1984): History of Plio- Pleistocene Climate in the Northeastern Atlantic, DSDP Hole 552A.- In: ROBERTS, D.G., SCHNITKER, D., et al., *Init. Repts. DSDP*, 81, Washington (U.S. Govt. Printing Office): 861-875.

ANHANG

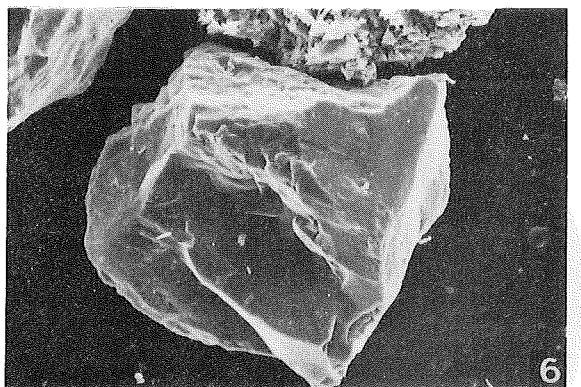
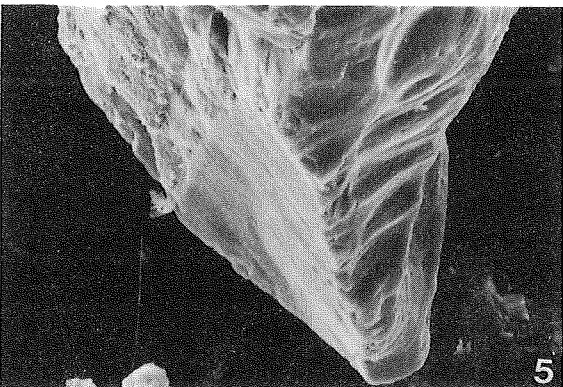
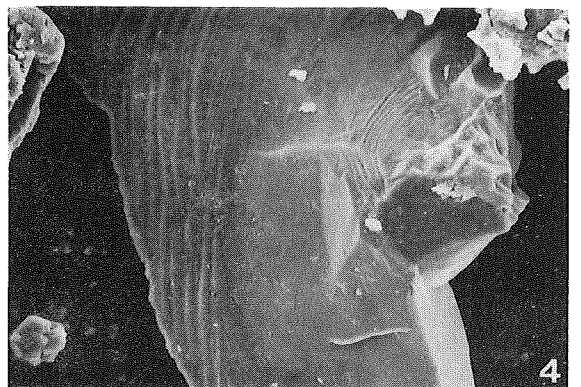
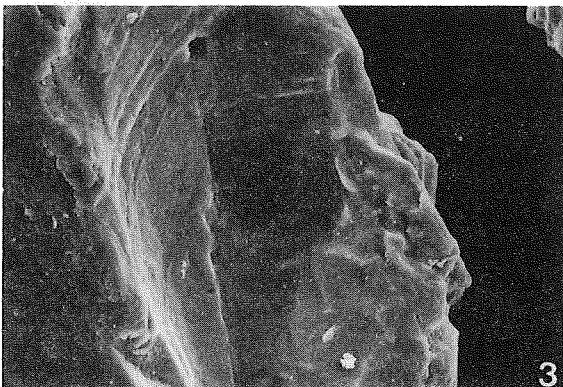
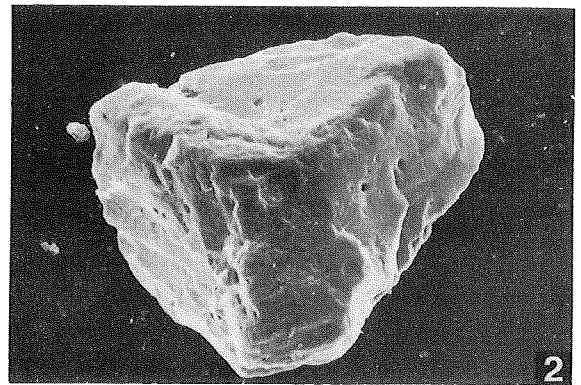
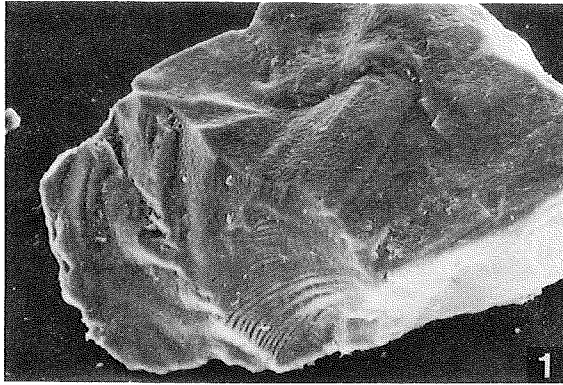


GEOMAR
- Bibliothek -
Wischhofstr. 1-3
2000 KIEL 14

TAFEL 1

Quarzpartikel der ODP-Bohrungen 643 und 644

- 1) 646-76X-2- 32, 8.6 Ma, konzentrisch-muscheliger Bruch und Schlagmarken, * 600.
- 2) 646-76X-2- 32, 8.6 Ma, Schlagmarken, *300.
- 3) 643-11H-2- 40, 8.3 Ma, konzentrisch-muschelige Bruchflächen und Schlagmarken, * 1150.
- 4) 643-11H-1- 70, 8.2 Ma, konzentrisch-muschelige Bruchfläche, *650.
- 5) 643-10H-1- 40, 8.0 Ma, konzentrisch-muscheliger Bruch, *1300.
- 6) 643-10H-1- 40, 8.0 Ma, Schlagmarken, *600.



Anhang A 1

Abkürzungsverzeichnis

Wassermassen:

AABW	Antarctic Bottom Water
AIW	Arctic Intermediate Water
DSOW	Denmark Strait Overflow Water
EBDW	Eurasian Sea Deep Water
EIWW	East Iceland Winter Water
GSDW	Greenland Sea Deep Water
ISOW	Iceland Sea Overflow Water
ISW	Irminger Sea Water
LSW	Labrador Sea Water
MOW	Mediterranean Outflow Water
NADW	North Atlantic Deep Water
NEADW	North East Atlantic Deep Water
NIWW	North Iceland Winter Water
NSDW	Norwegian Sea Deep Water
NWABW	North West Atlantic Bottom Water
PIW	Polar Intermediate Water

Meeresströmungen:

EGC	East Greenland Current
LC	Labrador Current
NAD	North Atlantic Drift
NC	Norwegian Current
WGC	West Greenland Current

Geographische Begriffe:

IMOC	Imarsnak Mid-Ocean Channel
NAMOC	Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel
CGFZ	Charlie Gibbs Fracture Zone

Projektnamen:

DSDP	Deep Sea Drilling Project
ODP	Ocean Drilling Program

ANHANG A 2

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1.1: Direkte Wechselbeziehungen zwischen den ozeanographisch-tektonisch-atmosphärischen Rahmenbedingungen und der Sedimentation.

Abb. 1.2: Bathymetrie; regionale Gebiete und Namensgebung im Nordatlantik und der Norwegisch-Grönländischen See (Bohrlokationen mit Punkt gekennzeichnet).

Abb. 1.3: Vereinfachte Darstellung der Oberflächenwassermassen-Zirkulation (nach DIETRICH et al. 1980).

Abb. 1.4: Verteilung der wichtigsten Tiefen- und Bodenwassermassen und deren regionale Strömungsmuster (nach MÜLLER et al. 1979, SWIFT & KOLTERMANN 1988, HOPKINS 1988, JOHANNESSEN 1986, WENZEL 1986). Driftsedimentationskörper sind mit Schraffur unterlegt (nach DICKSON & KIDD 1987, KIDD & HILL 1987, STOW & HOLBROOK 1984, DAVIES & LAUGHTON 1972).

Abb. 1.5:

- a) Regionale Übersicht der Bohrlokation 646 (SRIVASTAVA et al. 1989).
- b) Korrelation der interpretierten seismischen Reflektoren (Einkanal-Seismik Profil N/S; HU 84-030-Linie 14) mit der vereinfachten Lithologie SRIVASTAVA et al. 1989).

Abb. 1.6:

- a) Regionale Übersicht der Norwegisch-Grönländischen See und den Bohrlokationen 643, 642, 644 (ELDHOLM et al. 1989).
- b) Reflektionsseismisches Profil über das Vöring Plateau (untere Teil interpretiert) und vereinfachte lithologische Profile der Bohrungen von ODP-Leg 104 (ELDHOLM et al. 1989).

Abb. 1.7:

- a) Lokation der DSDP-Bohrung 552 (ROBERTS et al. 1984).
- b) Reflektionsseismische Linie über dem Rockall Plateau und vereinfachtes lithologisches Profil der Bohrung 552 (ROBERTS et al. 1984).

Abb. 2.1: Schematisierte Darstellung der Probenaufbereitung und -Bearbeitung.

Abb. 2.2: Korrelation zwischen den gemessenen organischen Kohlenstoffanteilen der Doppelproben im

miozänen Abschnitt der Bohrung 646. Der Faktor von $r^2=0.9694$ dokumentiert eine gute Korrelation.

Abb. 2.3: Korrelation zwischen den gemessenen Gesamtkohlenstoffanteilen der Doppelproben im miozänen Abschnitt der Bohrung 646. Der Faktor von $r^2=0.9988$ dokumentiert eine sehr gute Korrelation.

Abb. 2.4: Korrelation zwischen den Auszählwerten der Grobfraction (doppelte Bearbeitung Bohrung 552). Der Faktor von $r^2=0.9954$ dokumentiert die hervorragende Reproduzierbarkeit der Auszählergebnisse.

Abb. 2.5: Die Darstellung der spezifischen Gesteinsdichten vs. gemessener Calciumkarbonatwerte der Bohrung 646 belegt, daß bei der Akkumulationsratenberechnung von Calciumkarbonat mit leicht zu hohen Trockendichten gerechnet wird.

Abb. 2.6: Die Darstellung der spezifischen Gesteinsdichte vs. gemessene organische Kohlenstoffwerte der Bohrung 646 belegt, daß bei der Akkumulationsratenberechnung von organischen Kohlenstoff Trockendichten verwendet werden, die um ein Vielfaches zu hoch sind.

Abb. 4.1: Meßergebnisse der Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope der Bohrung 643 (verwendete 'Events' hervorgehoben).

Abb. 4.2: Alters-/Tiefen-Modell der Bohrung 646 und die resultierenden linearen Sedimentationsraten (F = Altersfixpunkt vgl. A 3).

Abb. 4.3: Alters-/Tiefen-Modell der Bohrung 643 und die resultierenden linearen Sedimentationsraten (Altersfixpunkte nach GOLL 1989).

Abb. 4.4: Alters-/Tiefen-Modell der Bohrung 642 und die resultierenden linearen Sedimentationsraten (Altersfixpunkte nach GOLL 1989).

Abb. 4.5: Alters-/Tiefen-Modell der Bohrung 644 und die resultierenden linearen Sedimentationsraten (Altersfixpunkte nach GOLL 1989).

Abb. 4.6: Grobfractionsanteile ($>63\mu\text{m}$) und Subfractionsanteile (bezogen auf $>63\mu\text{m}$) der Bohrung 646.

Abb. 4.7: Grobfractionsanteile ($>63\mu\text{m}$) und Subfractionsanteile (bezogen auf $>63\mu\text{m}$) der Bohrung 643.

Abb. 4.8: Grobfractionsanteile ($>63\mu\text{m}$) und Subfractionsanteile (bezogen auf $>63\mu\text{m}$) der Bohrung 642.

Abb. 4.9: Grobfractionsanteile ($>63\mu\text{m}$) und Subfractionsanteile (bezogen auf $>63\mu\text{m}$) der Bohrung 644.

tionsanteile (bezogen auf $>63\mu\text{m}$) der Bohrung 644.

Abb. 4.10: Grobfractionsanteile ($>63\mu\text{m}$) und Subfractionsanteile (bezogen auf $>63\mu\text{m}$) der Bohrung 552.

Abb. 4.11: Gegenüberstellung der qualitativen Anteile des Gesamtsedimentes und der linearen Sedimentationsraten der Bohrung 646.

Abb. 4.12: Gegenüberstellung der qualitativen Anteile des Gesamtsedimentes und der linearen Sedimentationsraten der Bohrung 643.

Abb. 4.13: Gegenüberstellung der qualitativen Anteile des Gesamtsedimentes und der linearen Sedimentationsraten der Bohrung 642.

Abb. 4.14: Gegenüberstellung der qualitativen Anteile des Gesamtsedimentes und der linearen Sedimentationsraten der Bohrung 644.

Abb. 4.15: Akkumulationsraten des Gesamtsedimentes der Bohrung 646.

Abb. 4.16: Akkumulationsraten des Gesamtsedimentes der Bohrung 643.

Abb. 4.17: Akkumulationsraten des Gesamtsedimentes der Bohrung 642.

Abb. 4.18: Akkumulationsraten des Gesamtsedimentes der Bohrung 644.

Abb. 4.19: Qualitative Anteile der planktonischen und benthischen Partikel in der Grobfraction der Bohrung 646.

Abb. 4.20: Qualitative Anteile der terrigenen, vulkanoklastischen und authigenen Partikel in der Grobfraction der Bohrung 646.

Abb. 4.21: Qualitative Anteile der planktonischen und benthischen Partikel in der Grobfraction der Bohrung 643.

Abb. 4.22: Qualitative Anteile der terrigenen, vulkanoklastischen und authigenen Partikel in der Grobfraction der Bohrung 643.

Abb. 4.23: Qualitative Anteile der planktonischen und benthischen Partikel in der Grobfraction der Bohrung 642.

Abb. 4.24: Qualitative Anteile der terrigenen, vulkanoklastischen und authigenen Partikel in der Grobfraction der Bohrung 644.

tion der Bohrung 642.

Abb. 4.25: Qualitative Anteile der planktonischen und benthischen Partikel in der Grobfraktion der Bohrung 644.

Abb. 4.26: Qualitative Anteile der terrigenen, vulkano-klastischen und authigenen Partikel in der Grobfraktion der Bohrung 644.

Abb. 4.27: Qualitative Anteile der planktonischen und benthischen Partikel in der Grobfraktion der Bohrung 552.

Abb. 4.28: Qualitative Anteile der terrigenen und vulkano-klastischen Partikel in der Grobfraktion der Bohrung 552.

Abb. 4.29: Akkumulationsraten der planktonischen und benthischen Partikel in der Grobfraktion der Bohrung 646.

Abb. 4.30: Akkumulationsraten der terrigenen, vulkano-klastischen und authigenen Partikel in der Grobfraktion der Bohrung 646.

Abb. 4.31: Akkumulationsraten der planktonischen und benthischen Partikel in der Grobfraktion der Bohrung 643.

Abb. 4.32: Akkumulationsraten der terrigenen, vulkano-klastischen und authigenen Partikel in der Grobfraktion der Bohrung 643.

Abb. 4.33: Akkumulationsraten der planktonischen und benthischen Partikel in der Grobfraktion der Bohrung 642.

Abb. 4.34: Akkumulationsraten der terrigenen, vulkano-klastischen und authigenen Partikel in der Grobfraktion der Bohrung 642.

Abb. 4.35: Akkumulationsraten der planktonischen und benthischen Partikel in der Grobfraktion der Bohrung 644.

Abb. 4.36: Akkumulationsraten der terrigenen, vulkano-klastischen und authigenen Partikel in der Grobfraktion der Bohrung 644.

Abb. 4.37: Akkumulationsraten der planktonischen und benthischen Partikel in der Grobfraktion der Bohrung 552.

Abb. 4.38: Akkumulationsraten der terrigenen und vul-

kano- klastischen Partikel in der Grobfraktion der Bohrung 552.

Abb. 6.1: Zusammenfassung der Resultate der sedimentologischen Untersuchungen und paläo-ozeanographisch/klimatisches Modell unter Einbeziehung der relevanten tektonischen Events und der relativen 'coastal onlap' Wechsel (nach HAQ et al. 1987). Die Gesamtsedimentparameter, Plankton- und Benthosanteile sind in AR-Raten angegeben; die Angaben des Terrigenanteiles sind qualitativ (Strichbreiten = nachweisbar, vorhanden, deutlich vorhanden, dominant).